ISSN 0366-0909

Академия наук СССР

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 56

«Наука»

Blank Page Digitally Inserted

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 56

Ответственные редакторы:
академик АН БССР Г.И. ГОРЕЦКИЙ,
кандидат геолого-минералогических наук
И.К. ИВАНОВА

"НАУКА"
МОСКВА 1987

УДК 551.79

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода — М.: Наука, 1987. N 56.

В очередном номере приводятся статьи по стратиграфии, литологии, палеогеографии четвертичных морских и континентальных отложений различных регионов СССР, содержащие новейший оригинальный материал, полученный различными методами. Сообщается о новых палеонтологических и археологических находках, о наиболее значительных публикациях по палеогеографии и геологии четвертичного периода.

Для геологов, палинологов, археологов, палеогеографов.

Табл. 10. Ил. 37. Библиогр. 233 назв.

Редакционная коллегия:

М.Н. Алексеев, А.А. Величко, Г.И. Горецкий, В.П. Гричук, И.К. Иванова, Н.И. Кригер, К.В. Никифорова, Е.В. Шанцер, С.М. Шик.

Рецензенты:

Э.А. Вангенгейм, В.С. Зажигин

Б $\frac{1904010000\text{-}286}{042(02)\text{-}87}$ 186-87—III

© Издательство "Наука", 1987 г.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 56 1987

УДК 551.79(261):550.93

М.С. БАРАШ, В.М. КУПЦОВ, Н.С. ОСЬКИНА

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ХРОНОЛОГИИ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

В течение последних 10—15 лет развились такие методы стратиграфического расчленения океанских осадков и реконструкции палеотемператур и других палеоокеанологических параметров, как изотопно-кислородный и микропалеонтологический, палеотемпературный по соотношению видов планктонных фораминифер (Бараш, 1985). Полученные этими методами кривые, сходные по форме, дают возможность на единой основе — стандартной изотопно-кислородной шкале проводить стратиграфическое расчленение колонок и сопоставлять последовательность палеоокеанологических событий в разных регионах Атлантики и на прилегающей суше (рис. 1).

Сотни определений абсолютного возраста по колонкам осадков Атлантического океана, выполненные радиоуглеродным и другими методами советскими и зарубежными исследователями, позволяют уточнить временну́ю последовательность ряда этапов и событий палеоокеанологического развития Атлантического океана в позднем плейстоцене и голоцене. В настоящем сообщении использованы опубликованные данные, а также результаты радиоуглеродных датировок около 160 образцов донных осадков, собранных в рейсах научно-исследовательских судов (НИС) "Академик Курчатов", "Михаил Ломоносов", "Дмитрий Менделеев", "Профессор Штокман". Методика радиоуглеродного анализа, проведенного в лаборатории физико-геологических исследований Института океанологии АН СССР, описана В.М. Купцовым (1986а).

Рассмотрим существующие представления о событиях времени дегляциации и начала голоцена, данные о скоростях осадконакопления в позднем плейстоцене и голоцене, о возрасте последнего пика максимального похолодания и о начале последнего холодного этапа (вюрм, валдай, висконсин).

Голоцен и время дегляциации. Термин "голоцен", или "послеледниковье", по определению Комиссии по голоцену ИНКВА в Париже (1969 г.), отнесен к интервалу времени, охватывающему последние 10000 лет, когда установились климатические условия, сходные с современными. Горизонт голоцена обычно четко выделяется в осадках Атлантики по ряду признаков. Судя по соотношению видов планктонных фораминифер, голоценовое потепление охватило всю акваторию океана и превышение голоценовых температур над позднеплейстоценовыми составило в среднем по океану 5°С (Бараш, Оськина, 1979). Наибольшее повышение температуры верхнего слоя воды (5—12°С) имело место в поясах 50—30° с.ш., 40—50° ю.ш., 0—10° ю.ш., а также в зонах Канарского и Бенгельского апвеллингов (Бараш и др., 1980). Минимальное повышение температуры (до 2°С) было в ядрах северного и южного субтропических антициклонических круговоротов (Бараш, Окунева, 1981).

Повышение температуры воды и перестройка климатического и гидроло-

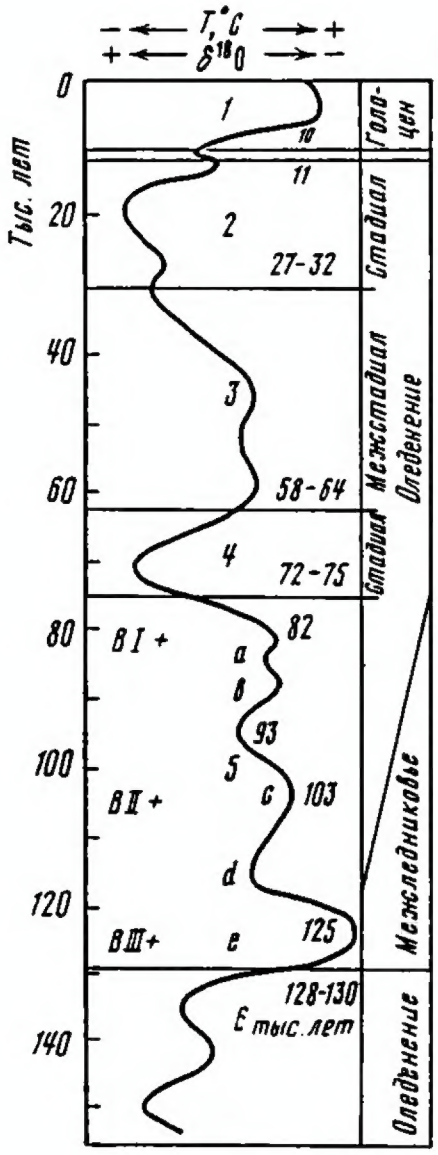


Рис. 1. Обобщенная изотопно-кислородная кривая для 150 тыс. лет. Составлено по данным ряда авторов (Shackleton, 1969; Morley, Hays, 1981; и др.)

1—6 стадии изотопно-кислородной шкалы, а—е — подстадии, BI — BIII — корреляция с террасами о. Барбадос

гического режимов Атлантического океана сыграли важную роль в изменении условий осадконакопления на границе плейстоцена и голоцена, что отразилось не только на составе органогенных компонентов осадка, но и в большей или меньшей степени практически на всех литологических признаках и компонентах химического состава (Бараш, Лавров, 1977), наиболее ярко — на повышении карбонатности голоценовых осадков по сравнению с подстилающими породами. Основную роль при этом сыграло уменьшение всех факторов терригенного осадконакопления. Широкие области умеренных и субполярных широт Северной и Южной Атлантики освободились от плавучих льдов, разносивших терригенный и вулканогенный материал. Повышение уровня океана на 120—150 м вызвало отступление береговой линии, затопление шельфа и повышение базиса эрозии, что снизило эрозионную активность и терригенный сток рек. Выносимый ими материал стал скапливаться в большей степени в пределах шельфа (Лисицын, 1978). А.П. Лисицын (1974) отмечает, что при оледенениях поставка осадочного материала с 1 км^2 водосбора была в 2 раза выше, чем в настоящее время. Ослабление атмосферной циркуляции в голоцене, связанное с уменьшением температурных градиентов, а также исчезновение перигляциальных пустынь, являвшихся источником лёссового материала, сократили принос в океаны терригенных аэрозолей. Это явление хорошо регистрируется в ледовых кернах Антарктиды и Гренландии, в которых резкое уменьшение содержания частиц аэрозоля связывается (Thompson, Mosley-Thompson, 1981) с глобальным развитием растительности в области лёссовых ландшафтов и в пустынях. Кроме изменений интенсивности приноса терригенного материала, на карбонатность осадка оказывают влияние колебания продуктивности фораминифер и кокколитофорид и положение уровней растворения карбонатов. Таким образом, кривые карбонатности осадка являются хорошим критерием выделения голоцена. По форме они обычно близки к палеотемпературным и изотопно-кислородным: карбонатность повышается при повышении температуры верхнего слоя воды.

В глубоководных областях океана мощность голоценовых осадков, как правило, не превышает 20—30 см. Вследствие небольшой скорости осадконакопления и перемешивания осадков организмами (биотурбации) такие колонки характеризуются низким временны́м разрешением (не более 2000—3000 лет), поэтому переход от условий оледенения к условиям голоцена по ним не улавливается. Обычно эта граница проводится в средней точке перехода — на изгибе палеотемпературных, изотопно-кислородных или других кривых, отражающих изменения палеоокеанологических параметров. Эти изменения неодновременны даже в одних и тех же колонках. Так, на изотопно-кислородных кривых, построенных по бентосным и планктонным фораминиферам, моменты климатических изменений различаются. Несколько различаются они и по кривым, построенным по разным видам планктонных фораминифер, вследствие их глубинной стратификации. Однако при малых скоростях осадконакопления все эти различия остаются за пределами временно́го разрешения как из-за биотурбации, так и из-за

дискретности отбора образцов. В. Бергер (Berger, 1982) на изотопно-кислородных кривых по планктонным фораминиферам предлагает помещать границу выше средней точки перехода, где скорость изменений еще достаточно высока. Такое положение границы, по его мнению, соответствует времени, когда уровень океана поднялся по меньшей мере на две трети от низшей точки регрессии и больше не происходило увеличения ледниковых щитов, а также произошла диссипация солеността стратификации приповерхностных вод Северной Атлантики, вызванной дегляциацией. В. Бергер (1982) полагает, что это положение границы близко к 10000 л.н., возможно несколько моложе.

Реально измененное положение границы голоцена по радиоуглеродным датировкам, выполненным по колонкам глубоководных осадков, оказывается около 11000 л.н., как это было установлено еще В. Брекером с соавторами (Broecker et al., 1960). Сходные результаты — 10800 л.н. — дало детальное исследование восьми бокс-колонок из экваториальной западной Пацифики (Berger, 1982). С учетом ряда поправок к радиоуглеродным датировкам из-за биотурбации, переотложения тонких фракций осадка и радиоуглеродного возраста воды возраст должен быть несколько меньше.

Соответствующая границе голоцена граница между 1-й и 2-й изотопно-кислородной стадией, или терминация I, имеет возраст, по разным оценкам, от 15 до 10 тыс. л.н., в среднем 11 тыс. л.н. (Morley, Hays, 1981).

С учетом приведенной информации для расчета скорости осадконакопления в голоцене по тем колонкам, для которых не производилось радиоуглеродное датирование, использовался возраст границы 11000 л.н. (таблица).

В соответствии с решением Комиссии по голоцену ИНКВА в 1973 г. плейстоцен-голоценовая граница определена в двух разрезах в Юго-Западной Швеции, предлагаемых в качестве стратотипа и гипостратотипа, — в Молтемире и Солберге (Olausson, 1982). В обоих разрезах на определенных уровнях наблюдается переход по всем параметрам от условий оледенений к межледниковью. Климатические изменения выявлены по фауне и флоре, кроме того, вследствие быстрого отступания и таяния льдов отмечается обильное поступление талых вод, которое фиксируется соответствующими слоями в разрезах и проявляется в понижении изотопно-кислородного соотношения в раковинах фораминифер. В качестве плейстоцен-голоценовой границы принята граница между поздним (молодым) дриасом и пребореалом, которая соответствует отступанию границы оледенения от зоны конечных морен Фенноскандии и датируется многочисленными радиоуглеродными датировками 10200—10300 л.н. Предполагается уточнение возраста датировками раковин фораминифер с помощью ускорителей. Поскольку существуют различные ограничения и поправки к радиоуглеродным датировкам, Р. Фейрбридж (Fairbridge, 1982) полагает, что возраст границы следует принять 10000±250 л.н. Нет сомнений, что этот возраст характерен лишь для умеренных широт, так как в настоящее время установлено, что процесс перехода от условий времени оледенения к условиям голоцена был сложным, диахронным и продолжительным, охватывая несколько тысяч лет.

Р. Фейрбридж (Fairbridge, 1982) пишет, что позднеледниковое потепление началось в тропиках 14—13,5 тыс. л.н. в связи с повышением солнечной инсоляции в соответствии с расчетами Миланковича. Потепление в Южном полушарии было крайне быстрым, а в Северном полушарии оно произошло примерно на 3000 лет позже с прогрессирующим отставанием к северу. Это отставание проявилось и в положении климатического оптимума голоцена.

Детали этого перехода по большинству океанских колонок не улавливаются из-за биотурбации — перемешивания осадков роющими организмами, которое достигает 10 см. Биотурбация выравнивает колебание всех характеристик донных осадков, в том числе свидетельства климатических осцилляций — танатоценозы планктонных фораминифер, а также делает стратиграфически нечеткими литоло-

Радиоуглеродные датировки осадков Атлантического океана, выполненные в лаборатории физико-геологических исследований ИОАН СССР

N станции* (колонки)	Координаты		Глубина отбора образца, см	Возраст, л.н.
	широта	долгота		
1	2	3	4	5
Л-36	58°39,5′ с.	14°33,9′ з.	17—23	14 850±520
Л-66	49°03,6′ с.	20°18,4′ з.	8—12	8 420±220
	То же	То же	170	16 300**
Л-86	49°20,3′ с.	28°37,5′ з.	18—22	9 010±320
	То же	То же	77—86	17 590±1420
Л—91	45°26,0′ с.	24°15,2′ з.	19—26	10 630±230
	То же	То же	31—37	21 670±430
Л-141	39°31,0′ с.	46°00,7′ з.	29—35	13 840±540
	То же	То же	170—175	26 600±860
Л-187	56°38,7′ с.	25°52,7′ з.	50—57	22 470±2380
Л-191	54°12,4′ с.	21°02,2′ з.	17—22	7 180±290
	То же	То же	97—106	15 710±400
Л-198—4	55°42,5′ с.	18°54,1′ з.	34—40	8 230±180
	То же	То же	77—83	14 670±770
Л-215	46°52,1′ с.	7°45,0′ з.	19—27	14 660±1330
Л-233	52°59,6′ с.	27°16,3′ з.	38—48	7 870±400
	То же	То же	100—105	9 570±320
	"	"	210—221	31 440±1750
Л-276	51°07,9′ с.	38°00,0′ з.	120—130	14 480±1740
Л-331	50°09,4′ с.	16°53,0′ з.	36—40	11 590±360
	То же	То же	66—71	19 140±640
Л-333	49°59,4′ с.	11°40,4′ з.	90—100	> 23 810
Л-348	63°56,8′ с.	30°02,0′ з.	20—30	13 160±910
	То же	То же	80—94	14 960±660
Л-352	56°28,2′ с.	30°07,9′ з.	33—44	8 700±340
	То же	То же	207—216	22 540±720
Л-356	48°01,0′ с.	29°55,0′ з.	20—24	6 360±220
	То же	То же	50—55	16 790±660
	"	"	90—99	22 080±770
Л-358	44°02,3′ с.	30°03,3′ з.	44—48	13 600±180
Л-475	19°36,4′ с.	47°57,3′ з.	28—34	27 980±1270
Л-523	36°24,5′ с.	40°50,0′ з.	70—80	18 370±390
Л-772	25°03,3′ с.	16°58,0′ з.	20—28	8 690±150
	То же	То же	41—48	12 170±230
	"	"	63—74	17 900±230
Л-827	0°04,0′ ю.	10°47,4′ з.	12—16	4 220±1200
	То же	То же	35—38	14 010—500
	"	"	70—82	28 670±1100
Л-878	28°26,1′ ю.	33°23,0′ з.	23—27	25 290±960
Л-909	8°37,1′ с.	30°12,8′ з.	25—35	22 960±540
Л-1033	1°05,6′ с.	30°04,0′ з.	28—35	16 550±310
	То же	То же	64—72	25 570±890
Л-1045	08°39,1′ ю.	34°26,3′ з.	25—34	17 930±360

*Л — станции НИС "Михаил Ломоносов", К — НИС "Академик Курчатов", М — НИС "Дмитрий Менделеев", С — ЭОС "Седов", Ш — НИС "Профессор Штокман".

**Оценка возраста выполнена в ЛГУ Х.А. Арслановым и В.Ю. Кузнецовым по протактинию.

Индекс ИОАН	Скорость осадконакопления, см/тыс. лет		V_2/V_1	Возраст максимального похолодания, тыс. лет
	V_1-голоцен	V_2-плейстоцен		
6	7	8	9	10
1286	1,2	1,8	1,5	16
1289	1,2	1,5	1,2	16
—	—	—	—	—
1292	2,2	9,1	4,1	18
1915	—	—	—	—
1908	2,4	(0,8)***	(0,3)	(~24)
1925	—	—	—	—
1291	1,1	10,9	9,9	17,1
1294	—	—	—	—
1295	(2)	(2,6)	(1,3)	(24)
1296	2,6	11,7	4,5	12,2
1906	—	—	—	—
955	4,5	6,2	1,4	14,7
1298	—	—	—	—
1904	(1,4)	(2,2)	(1,5)	(24,7)
1911	9,1	5,1	0,6	18,7
1299	—	—	—	—
1826	—	—	—	—
1912	2,3	62,5	27,2	12,1
1824	3,3	4,1	1,2	20,9
1846	—	—	—	—
1838	3,2	>5,1	>1,6	>13
1831	1,8	16,9	9,4	(21,7)
1913	—	—	—	—
1918	4,4	14,6	3,3	20,4
1910	—	—	—	—
1300	3,5	6,1	1,7	1,7
1914	—	—	—	—
1833	—	—	—	—
1301	3,1	4,2	1,4	20,5
1303	0,7	1,3	1,9	20
1905	1,3	8,2	6,3	15,4
1823	3,6	4,1	1,1	18
1829	—	—	—	—
763	—	—	—	—
1306	2,2	2,7	1,2	14
1307	—	—	—	—
961	—	—	—	—
1309	1	1	1	22
1711	1,3	1,3	1	23
1712	2	4	2	16,5
1713	—	—	—	—
1724	(0,9)	13,8	15,4	>18

Таблица (окончание)

1	2	3	4	5
	То же	То же	90—101	22 590±1000
Л-1046	08°50,0′ ю.	34°16,3′ з.	20—30	11 720±330
	То же	То же	66—73	14 410±330
Л-1101—3	0°13,0′ ю.	20°21,1′ з.	30—35	12 590±330
	То же	То же	100—110	17 290±460
К-121	13°59,1′ ю.	4°04,8′ з.	18—26	16 790±620
	То же	То же	58—68	23 500±480
К-176	19°56,1′ ю.	7°56,2′ в.	17—22	8 625±140
	То же	То же	68—82	17 170±720
К-203	22°59,1′ ю.	10°03,4′ в.	13—23	5 420±100
	То же	То же	51—58	26 930±630
К-205	23°02,2′ ю.	12°13,5′ в.	10—19	1 950±100
	То же	То же	41—49	6 200±140
	"	"	64—71	8 340±110
	"	"	92—101	9 390±170
	"	"	130—138	13 130±350
	"	"	171—182	17 940±310
	"	"	187—194	> 17 850
	"	"	207—214	26 210±770
К-212	21°22,8′ ю.	7°21,8′ в.	10—16	8 640±210
	То же	То же	60—66	22 000±270
К-756	0°03,3′ с.	23°54,8′ з.	18—24	12 070±340
	То же	То же	58—66	18 340±460
М-2	35°32,0′ с.	29°35,0′ з.	14—20	9 390±130
	То же	То же	40—48	24 240±780
М-56	8°56,9′ с.	39°59,6′ з.	79—88	17 500±450
С1-16	30°36,6′ с.	17°08,5′ з.	38—48	22 750±600
С2-20	0°34,9′ с.	27°55,0′ з.	90—98	24 430±680
Ш-830****	20°17,7′ ю.	12°11,5′ з.	5—10	8 140±130
	То же	То же	75—80	> 30 600
Ш-846	29°39,9′ ю.	13°00,2′ з.	25—28	11 900±350
Ш-859	8°39,2′ ю.	4°44,3′ з.	5—10	6 660±480
	То же	То же	55—60	32 070±1200

*** В скобках даны менее достоверные данные.
**** Химическая подготовка образцов из колонок НИС "Профессор Штокман" выполнена Л.И. Бартеневой.

гические признаки: слои пепла, терригенного материала, ледового разноса и др. Временно́е разрешение кратких событий требует поэтому использования колонок из точек с очень большими скоростями осадконакопления, которые часто встречаются в океане.

Используя в качестве маркирующего горизонта слой вулканического пепла возрастом 9300 л.н., распространенного между 45 и 65° с.ш., В. Руддиман и Э. Макинтайр (Ruddiman, McIntyre, 1977, 1981a) установили, что отступание полярного фронта началось около 13500 л.н. в Северо-Восточной Атлантике и закончилось около 6000 л.н. у Восточной Гренландии с кратким периодом его наступания не менее чем на 500 км к югу около 10200 л.н. (рис. 2). Это похолодание коррелирует с поздним дриасом Европы.

Сходную картину дегляциации в Северо-Восточной Атлантике описывают Ж. Дюплесси с соавторами (Duplessy et al., 1981), проанализировавшие четыре колонки осадков из Бискайского залива с высокой степенью разрешения. Они

6	7	8	9	10
1710	—	—	—	—
1308	2,2	16,7	7,6	(14)
1311	—	—	—	—
1715	2,7	15,3	5,7	13,5
1714	—	—	—	—
1716	1,8	3,2	1,8	24
752	—	—	—	—
807	2,8	12,5	5,7	21
774	—	—	—	—
768	3,3	1,2	0,4	—
767	—	—	—	—
755	11	5,5	0,5	18
756	—	—	—	—
757	—	—	—	—
758	—	—	—	—
759	—	—	—	—
760	—	—	—	—
761	—	—	—	—
762	—	—	—	—
1822	1,5	3,5	2,3	18
751	—	—	—	—
1832	1,7	6,5	3,7	15
1923	—	—	—	—
1720	1,8	1,6	0,9	22
1719	—	—	—	—
1836	2	9,6	4,8	>18
754	1,8	2	1,1	16,7
1293	2,3	5,1	2,2	14
1864	1,0	2,9	>2,9	>16
1865	—	—	—	—
1884	1,1	2,5	2,3	(15,8)
2240	1,1	1,8	1,6	
2241	—	—	—	—

установили, что переход от тяжелого изотопно-кислородного пика стадии 2 к легким соотношениям, свойственным стадии 1 (голоцену), проходил в два этапа, разделенных интервалом стабильности или небольшого утяжеления (поздний дриас). На этом основании авторы выделили в пределах терминации I две ступени: терминацию Ia (15500±800 — 13300±700 л.н.) и терминацию Iв (10000±500 — 8280±±350 л.н.). Обращает на себя внимание некоторое расхождение изотопно-кислородной кривой, отражающей в основном масштабы глобального наземного оледенения, и палеотемпературной кривой, построенной по планктонным фораминиферам, отражающей изменения поверхностных температур в районе колонки (см. рис. 2). Судя по палеотемпературным кривым и палинологическим спектрам колонок из Бискайского залива, сопоставленным с палинологическими спектрами на суше, потепление в Северо-Восточной Атлантике, как и в Западной Европе, началось в конце терминации Ia.

Не менее сложная картина выявлена нами по колонке К-205 с материкового

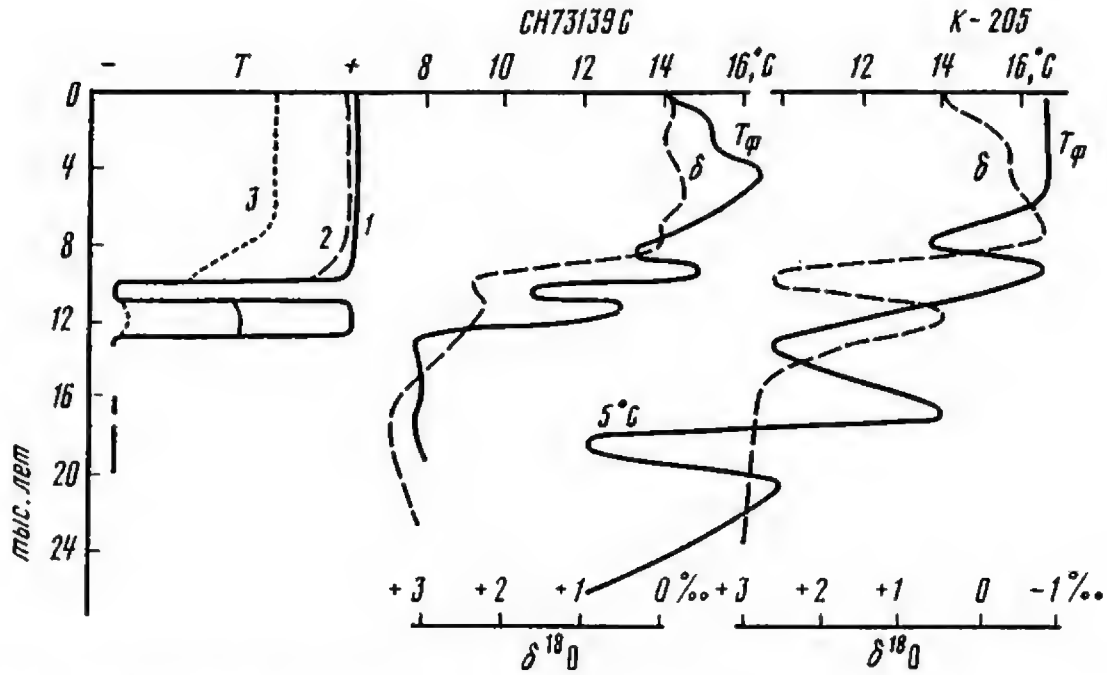


Рис. 2. Колебания палеотемператур и изотопно-кислородного состава воды Атлантического океана в период дегляциации и голоцена

Слева — колебания палеотемператур Северной Атлантики севернее 40° с.ш. (*T*): знак "плюс" — повышения, знак "минус" — понижения; *1* — юго-восточная область, *2* — центральная область, *3* — северо-западная область (Ruddiman, McIntyre, 1981). В центре — микропалеонтологическая палеотемпературная ($T_ф$) и изотопно-кислородная кривые (δ) колонки СН 73139С, полученной западнее Ирландии (составлено по данным Duplessy et al., 1981). Справа — палеотемпературная ($T_ф$) и изотопно-кислородная кривые по комплексу планктонных фораминифер (δ) колонки К-205, полученной на материковом склоне юго-западной Африки (изотопно-кислородные определения выполнены В.И. Николаевым и В.П. Стрижовым)

склона Юго-Западной Африки (глубина 2400 м) в зоне влияния Бенгельского апвеллинга. По этой колонке выполнены восемь радиоуглеродных датировок (см. таблицу), построены изотопно-кислородная кривая по комплексу планктонных фораминифер и палеотемпературная кривая по соотношению их видов (см. рис. 2). Колонка характеризуется достаточно высокими скоростями осадконакопления — 5,5 см/тыс. лет в позднем плейстоцене и 11 см/тыс. лет в голоцене. Изотопно-кислородная кривая, так же как и в Северной Атлантике, выявляет два этапа сдвига к легким соотношениям. В период 14—12 тыс. л.н. $\delta^{18}O$ понизилась на 2—2,5‰, что, вероятно, соответствует терминации Ia. В интервале 11—10 тыс. л.н. изотопный состав вновь становится тяжелее на 2‰ (поздний дриас). От 10—9,5 до 8 тыс.л.н. продолжалось резкое падение значения $\delta^{18}O$ более чем на 4‰. Этот сдвиг соответствует терминации Iв, а по его величине и возрасту — границе голоцена по указанным выше соображениям. Важно отметить, что утяжеление изотопного состава кислорода 11—10 тыс. л.н. проявилось здесь более резко, чем в Северной Атлантике. Это может быть либо отражением соответствующей фазы роста ледникового щита Антарктиды, либо лишь региональным явлением.

Существенно другую картину вскрывает палеотемпературная кривая этой колонки, отражающая местные колебания среднегодовой температуры верхнего слоя воды, чрезвычайно сильные из-за влияния апвеллинга — до 12°С. Минимальные температуры (5°С) имели здесь место в позднем плейстоцене около 26 и 18 тыс. л.н. В интервале 22—20 тыс. л.н. температура повышалась до 10°С, а 18—17 тыс. л.н. последовало резкое повышение температуры почти до голоценовых значений (14°С) и затем падение до 10°С. После этого пика холода в интервале 13—9 тыс. л.н. температура повысилась до максимальных голоценовых значений (17°С). Таким образом, если проводить границу голоцена в средней точке перегиба палеотемпературной кривой, она приходится на 11,5 тыс. л.н.; если на одной трети перегиба до голоценовых значений, то на 11—10,8 тыс. лет. В голоцене выделяется холодный пик (14°С) около 8,5—8 тыс. л.н., отвечающий второй половине хронозоны бореала Европы. Похолодание в это время фиксируется

на островах Южного полушария (Burrows, 1979). Н.В. Кинд (1979) относит его к глобальным периодам похолодания. Дж. Бегет (Beget, 1983) также приводит доказательства, что 8500—7500 л.н. произошло небольшое глобальное увеличение объема льдов ("мезогляциал"). Климатический оптимум голоцена по колонке К-205 не выявлен.

В. Бергер с соавторами (Berger et al., 1985) детально исследовали восемь бокс-колонок из тропической Атлантики. В каждой из них в пределах 0—32 см выполнено по четыре радиоуглеродные датировки, а изотопно-кислородные определения по раковинам Globigerinoides ruber были сделаны с интервалом в 1—2 см. Рассмотрение кривых показывает, что дегляциация началась около 15 тыс. л.н. и закончилась около 7 тыс. л.н. В интервале 12—11 тыс. л.н. наблюдается пауза, которая может коррелировать с поздним дриасом (около 10,5 тыс. л.н.). Несовпадение возрастных оценок объясняется авторами биотурбацией осадков. Второй этап дегляциации тяготеет к возрасту около 10 тыс. л.н. и сопровождается кратким повышением содержания легкого изотопа кислорода.

Л. Пастуре с соавторами (Pastouret et al., 1978) по колонке CH22K W31 у устья р. Нигер с очень высокими скоростями осадконакопления (более 30 см/тыс. л.), по которой выполнено девять радиоуглеродных датировок, наметили границу голоцена на уровне 11500±650 л.н. На изотопно-кислородной кривой по Gl. ruber эта датировка соответствует пику краткого увеличения $\delta^{18}O$ на фоне общего сдвига от тяжелых к легким соотношениям в интервале 15—11,4 тыс. л.н. Авторы объясняют появление этого пика сокращением стока Нигера в это время.

Таким образом, процесс перехода от условий оледенения к современным охватывает около 7 тыс. лет. В осадках Атлантики его начало регистрируется по палеотемпературным кривым около 14 тыс. л.н. в тропических широтах и около 7 тыс. л.н. — в полярных. На изотопно-кислородных кривых, отражающих в основном объем материковых льдов, выделяются два главных этапа дегляциации: 15,5—13,3 и 10—8,3 тыс. л.н., разделенных похолоданием позднего дриаса. Поскольку сдвиг к соотношениям, характерным для голоцена, происходит в пределах второго этапа, это похолодание относят к плейстоцену и границу голоцена намечают около 10 тыс. л.н. Такое его положение соответствует границе позднего дриаса и пребореала в разрезах Юго-Западной Швеции, предлагаемых в качестве стратотипов (10,3—10,2 тыс. л.н.).

На изотопно-кислородных и палеотемпературных кривых колонок с высокими скоростями осадконакопления в интервале дегляциации выделяются колебания разной амплитуды, вызванные как региональными, так и глобальными событиями. К последним относится похолодание (оледенение) позднего дриаса и, вероятно, "мезогляциал" 8,5—7,5 тыс. л.н. В этих случаях авторы проводят границу голоцена на несколько различных стратиграфических уровнях. Есть основания полагать, что мезогляциал 8,5—7,5 тыс. л.н. в полярных широтах не отделяется заметными потеплениями от позднего дриаса и последнего стадиала вюрм-висконсинского оледенения. Поэтому граница голоцена по микрофаунистическим и литологическим признакам и по палеотемпературам проводится на уровне 8—7 тыс. л.н., возможно и позднее.

В колонках с низкими скоростями осадконакопления дегляциация обычно охватывает незначительный интервал, все флюктуации стираются биотурбацией и граница голоцена четко выделяется по многим признакам. Ее возрастное положение от тропических до субполярных широт статистически тяготеет к 11 тыс. л.н.

Скорости осадконакопления. На основе радиоуглеродных датировок, как наших (см. таблицу), так и заимствованных из публикаций, можно составить представление о скоростях осадконакопления в конце плейстоцена и в голоцене, а также об их соотношении. Следует оговорить, что представлены результаты исследования преимущественно высокоизвестковистых органогенных илов, а также

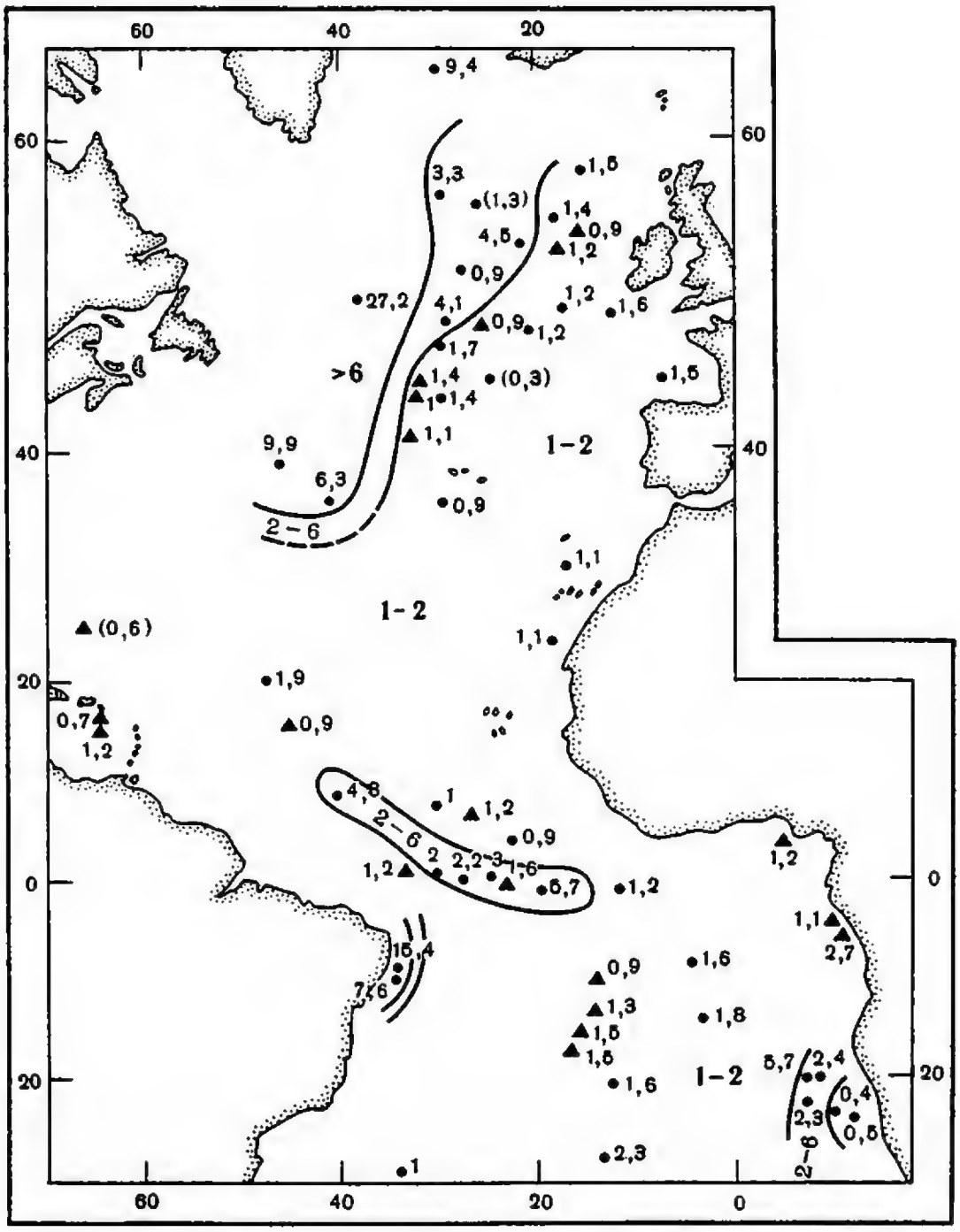


Рис. 3. Соотношение скоростей осадконакопления (v_2/v_1) в конце плейстоцена (v_2) и в голоцене (v_1) по радиоуглеродным датировкам

Треугольники — оценки по опубликованным данным, кружки — данные авторов, в скобках — менее достоверные данные

терригенных осадков с достаточным количеством раковин планктонных фораминифер хорошей сохранности, по которым осуществлялось построение изотопно-кислородных и палеотемпературных кривых. Кроме собственных данных по 41-й колонке, при составлении схемы (рис. 3). нами рассчитаны скорости осадконакопления по следующим 20 колонкам, для которых в оригинальных публикациях приведены радиоуглеродные датировки: V23-81, V29—183K, V30-97, V30-101K (Ruddiman, McIntyre, 1981a,b); 97, 101, 104, 110, 111, 113, 115 (Berger, 1985); CH73139C (Duplessy et al., 1981); A180-73, V25-59 (Damuth, 1975); A179-15, A179-4, V12-122 (Wollin et al., 1971); CH22K W31 (Pastouret et al., 1978); C237, Bt 4 (Giresse et al., 1982). В необходимых случаях введены поправки к датировкам с расчетного слоя перемешивания — биотурбации (Купцов, 1986б).

Скорость осадконакопления в голоцене составляла преимущественно 1—3 см/тыс. лет, что соответствует схеме, опубликованной А.П. Лисицыным (1974). Позднеплейстоценовые скорости осадконакопления колеблются в значительно более широких пределах — от 1 до нескольких десятков сантиметров в тысячу лет, в основном в зависимости от интенсивности приноса терригенного материала. На большей площади глубоководной Атлантики позднеплейстоценовые скорости

осадконакопления близки к голоценовым либо превышают их в 1,5—2 раза (см. рис. 3). В Северо-Западной Атлантике соотношение скоростей достигает 10—20 и более, что объясняется прежде всего активным поступлением материала ледового разноса во время последнего стадиала оледенения. Другой причиной является меньший хронологический объем голоцена. Сходное соотношение скоростей осадконакопления, по литературным данным, имеет место в Норвежско-Гренландском бассейне и, вероятно, в других районах со сходным палеоокеанологическим развитием — в Баренцевом море и в Субантарктике.

В экваториальной Атлантике выделяется узкая полоса высоких соотношений (2—5,7), связанная, вероятно, с более высокой биопродуктивностью в области экваториальной дивергенции во время оледенения вследствие активизации атмосферной и океанской циркуляции. По этой же причине соотношения увеличены (2,3—6,7) на ряде станций в зоне влияния Бенгельского апвеллинга. Увеличение соотношения в этой зоне от 0,4—0,5 на ближайших к берегу станциях К-203 и К-205 до 5,7 на более удаленной ст. К-176 свидетельствует о соответствующих изменениях в продукции планктонных фораминифер и кокколитофорид.

Скорости позднеплейстоценового осадконакопления превышают голоценовые в 7,6 и 15,4 раза в двух точках на материковом склоне Бразилии, что объясняется, вероятно, увеличением терригенного сноса в связи с понижением уровня океана.

Очень высоки были скорости осадконакопления на глубинах около 1000 м у устьев Нигера и Конго — более 30 см/тыс.л. (Pastouret et al., 1978; Giresse et al., 1982). В колонке CH22K W31 у устья Нигера скорость осадконакопления во время стадии 2 составляла 36 см/тыс.л., в голоцене — 31 см/тыс.л., в течение краткого периода около 11 тыс. л.н. они возрастали до 600 см/тыс.л. В колонке C237 в 145 км от устья Конго средние скорости во время стадии 2 были около 54 см/тыс.л., в голоцене — 20 см/тыс.л., в течение краткого периода около 11 тыс. л.н. они возрастали до 160 см/тыс.л. Последнее явление, очевидно, связано с резким увеличением влажности климата и усилением терригенного выноса этими реками. Дальше, в 310 км от устья Конго (колонка Bt 4), скорости составляли: 7,7 см/тыс.л. во время стадии 2 и 6,7 см/тыс.л. в голоцене. Во всех трех колонках скорости стадиала оледенения несколько превышают голоценовые (соответственно в 1,2; 2,7 и 1,1 раза) за исключением интервала около 11 тыс. л.н., когда они возрастали на порядок.

Возраст пика последнего максимального похолодания. Обычно этот пик относят ко времени около 18 тыс. л.н. Такое представление основано на анализе изотопно-кислородных кривых и получено интерполяцией возрастных оценок границ стадий. Датирование положения пика в отдельных колонках дает оценки, более или менее отклоняющиеся от этого возраста. Так, Пастуре с соавторами Pastouret et al., 1978) прямой датировкой соответствующего пика на изотопно-кислородной кривой оценивают время максимального понижения уровня моря в 16100±1300 л.н. Как известно, такие кривые отражают в основном глобальные колебания объема материковых льдов. Выявление регионального положения последнего пика холода возможно лишь по палеотемпературным кривым (рис. 4).

Перед их рассмотрением следует указать на ряд сложностей и ограничений. Как уже отмечалось, биотурбация и дискретность отбора образцов для микропалеонтологического анализа ограничивают возможности установления точного положения пиков в колонках. Кроме того, за исключением случаев прямого датирования пиков радиоуглеродным методом их возраст устанавливается интерполяцией между датировками либо экстраполяцией по скоростям позднеплейстоценового осадконакопления в предположении их равномерности, что может иметь место далеко не всегда. Этими причинами, несомненно, объясняется некоторое расхождение возрастных оценок по соседним колонкам. Более достоверны минимальные оценки.

Несмотря на некоторый разброс данных по указанным причинам, выявляется

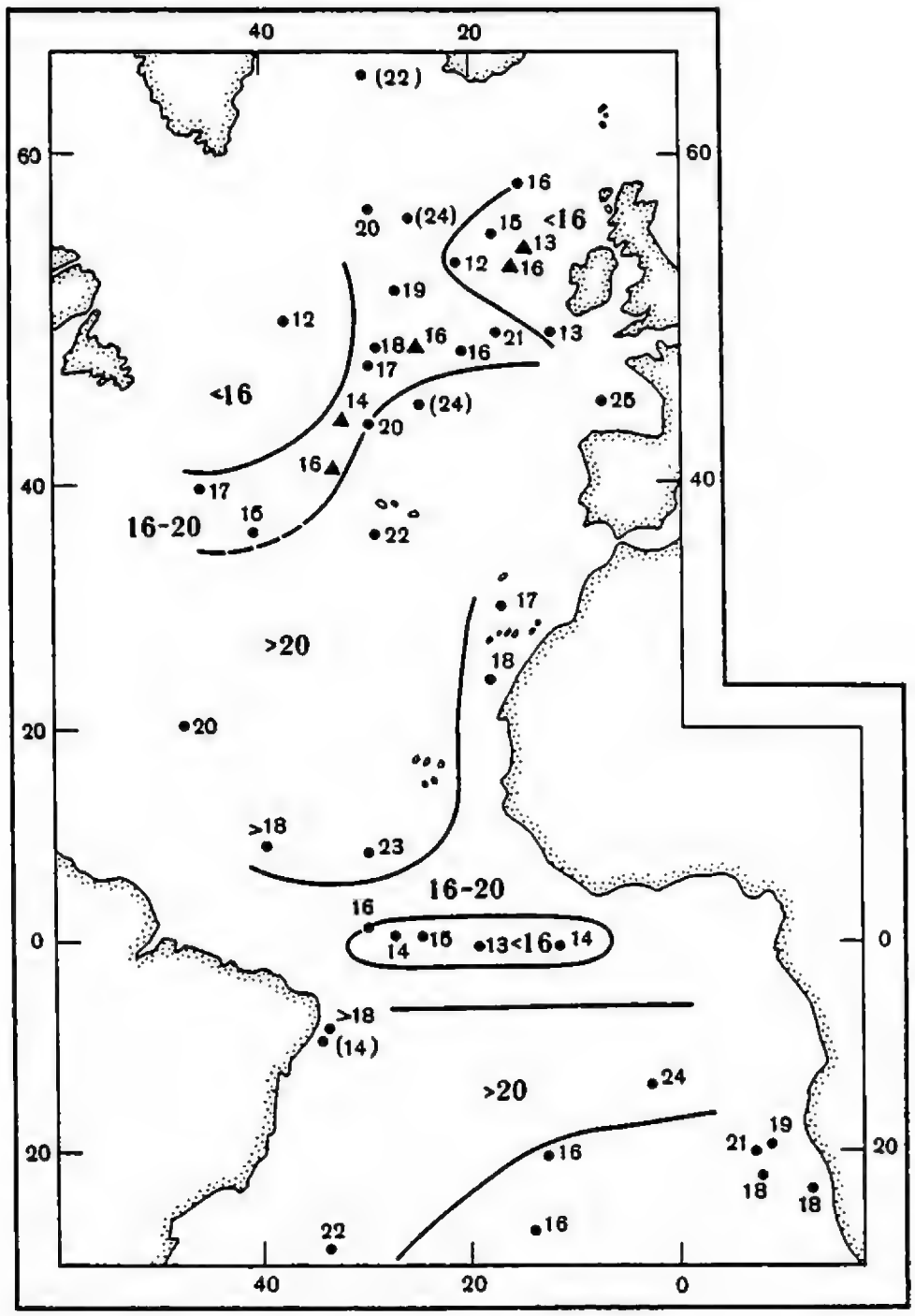


Рис. 4. Возраст пика последнего максимального похолодания (округлено до тыс. л.н.)
Условные обозначения см. на рис. 3

определенная природная закономерность. В центральных областях субтропических антициклонических круговоротов обоих полушарий возраст последнего пика холода определяется в 20—24 тыс. л.н., на их периферии — 16—20 тыс. л.н., в зоне экваториальной дивергенции — 13,5—16,5 тыс. л.н., в области развития северного субполярного циклонического круговорота — 12—14 тыс. л.н. (Бараш, Оськина, 1979). По этим данным, последовательность развития позднеплейстоценового потепления представляется следующим образом. Наиболее раннее и слабовыраженное потепление началось в тропических и субтропических широтах в пределах антициклонических круговоротов (23—19 тыс. л.н.). Несколько позже (19—15 тыс. л.н.) оно охватывает их периферию, в частности область пра-Гольфстрима. В экваториальной зоне в интервале 16,5—13,5 тыс. л.н. еще проявляется сильное охлаждающее влияние дивергенции и подъема подповерхностных холодных вод и лишь после него проявляется потепление. В высоких широтах Северной Атлантики 14—12 тыс. л.н. еще сохраняются минимальные температуры, которые затем повышаются по мере сокращения активности субполярного круговорота, его деградации и почти полного исчезновения, произошедшего на рубеже плейстоцена и голоцена.

Выявленная диахронность положения пика максимального похолодания, ох-

ватывающая около 10 тыс. лет, и его пространственно-временно́е смещение от низких к высоким широтам дополняют представления о диахронности положения границы плейстоцен-голоцена и голоценового климатического оптимума.

Возраст начала последнего материкового оледенения. По вопросу о продолжительности последнего межледниковья и соответственно о начале последнего оледенения существуют две точки зрения. Согласно первой, оно завершилось 75—70 тыс. л.н. и имело продолжительность около 60 тыс. лет; согласно другой, межледниковье завершилось 116 тыс. л.н. и имело продолжительность 10,5—14 тыс. лет. Основанием для разногласий является статус температурных флюктуаций подстадий *a—e,* выделенных Н. Шелктоном (Shackleton, 1969) в пределах изотопно-кислородной стадии 5 (см. рис. 1). При переходе от подстадии 5*e* к подстадии 5*d* наблюдаются значительные изменения, вызванные образованием около 50% материковых льдов (Ruddiman et al., 1980). При расчетах за 100% принят объем льдов во время стадии 2, за 0% — во время подстадии 5*e*. Затем колебания были более слабыми, и следующее резкое утяжеление изотопно-кислородного состава (70—95%) отмечается при переходе от подстадии 5*a* к стадии 4. Поскольку главной фазой перехода к условиям оледенения было время около 75 тыс. л.н. (граница стадий 5 и 4), это служило основанием для отнесения к межстадиалу всей стадии 5, а подстадии 5*e* — к температурному оптимуму межстадиала.

Затем, однако, было показано, что эемское межледниковье, выделенное в 1928 г. в отложениях Ютландии и северо-запада ФРГ, соответствует только подстадии 5*e*. Последующие тепловодные пики подстадий 5*c* и 5*a* некоторые авторы предположительно сопоставляют с межстадиалами амерсфорт и брёруп. Снижение уровня моря у о-ва Барбадос 116 тыс. л.н. достигло уже —71±11 м (Mathews, 1972). Подвижки льдов в Скалистых горах Северной Америки в это время имели такой же масштаб, как и в последнее оледенение. В Центральной Европе вскоре после 115 тыс. л.н. начали накапливаться лёссы (Боуэн, 1981). Таким образом, стадия 5, согласно этим данным, включает период межледниковья (подстадия 5*e*) и ранние стадии оледенения (подстадии 5*d*—5*a*).

В Атлантическом океане перестройка от палеоокеанологической ситуации межледниковья к условиям оледенения произошла около 75—70 тыс. л.н. на границе стадий 5 и 4, когда возникло оледенение в Юго-Восточной Канаде, которая была основным источником материала ледового разноса в Северной Атлантике (Ruddiman et al., 1980; и др.). Ледниковые условия в Норвежском море и, вероятно, во всем Арктическом бассейне наступили во время первой фазы оледенения, около 115 тыс. л.н. (Kellogg, 1980).

Нет сомнений, что в пределах Атлантического океана переход от межледниковья к условиям оледенения, соответствующий границе между стадиями 5 и 4, был не менее сложным и диахронным, чем время дегляциации. Так, для главной фазы оледенения (граница стадий 5 и 4 и начало стадии 4) В. Руддиман с соавторами (Ruddiman et al., 1980) определили, что значения $\delta^{18}O$ возрастают на несколько тысяч лет раньше понижения температур поверхностной воды, устанавливаемые по составу фораминифер. Предполагается, что нарастание льдов происходило в основном во внутренних районах материковых щитов и лишь в позднюю фазу оледенения оно начало оказывать влияние на условия в Северной Атлантике.

Надо отметить, что возрастные оценки всех этих изменений рассчитывались, как правило, по изотопно-кислородным кривым и скоростям осадконакопления, поскольку они находятся за пределами радиоуглеродного метода определений. Датировки осадков Атлантики — в диапазоне 40—130 тыс. л.н. (другими методами) единичны.

Итак, позднечетвертичные климатостратиграфические границы диахронны. Соответствующие климатические изменения охватывают определенные интервалы времени, в течение которых происходило их широтное или субширотное смещение, осложненное глобальными и региональными колебаниями более низких

порядков. Похолодания начинались в полярных и субполярных широтах, потепления — в тропических и субтропических.

ЛИТЕРАТУРА

Бараш М.С. Реконструкция четвертичных палеотемператур океанов по планктонным фораминиферам // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 134—141.

Бараш М.С., Лавров В.М. О мощности голоцена в осадках Атлантического океана // Океанология. 1977. Т. 17, вып. 2. С. 272—278.

Бараш М.С., Окунева О.Г. О позднечетвертичных колебаниях палеотемператур в тропической зоне Северной Атлантики // Там же. 1981. Т. 21, вып. 5. С. 845—854.

Бараш М.С., Оськина Н.С. Палеотемпературы Атлантического океана 18000 и 40000 лет назад: (По планктонным фораминиферам) // Там же. 1979. Т. 19, вып. 1. С. 93—101.

Бараш М.С., Оськина Н.С., Иванова Е.В. Приафриканские апвеллинги в позднем плейстоцене по данным изучения планктонных фораминифер // Там же. 1980. Т 20, вып. 1. С. 97—105.

Боуэн Д. Четвертичная геология. М.: Мир, 1981. 272 с.

Кинд Н.В. О методах изучения климатов голоцена // Частные методы изучения современных экосистем. М.: Наука, 1979. С. 252—260.

Купцов В.М. Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей. М.: Наука, 1986а. 271 с.

Купцов В.М. Изотопная геохронология донных осадков океанов и морей: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИОАН СССР, 1986б. 40 с.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

Beget J.E. Radiocarbon-dated evidence of worldwide Early Holocene climatic change // Geology. 1983. Vol. 11. P. 389—393.

Berger W.H. On the definition of the Pleistocene/Holocene boundary in deep-sea sediments // Sver. geol. unders. C. 1982. Bd. 794. S. 270—280.

Berger W.H., Killingley J.S., Metzler C.V., Vincent E. Two-step deglaciation: ^{14}C-dated high-resolution $\delta^{18}O$ records from the Tropical Atlantic Ocean // Quatern. Res. 1985. Vol. 23, N 2. P. 258—271.

Broecker W.S., Ewing M., Heezen B.C. Evidence for an abrupt change in climate close to 11000 years ago // Amer. J. Sci. 1960. Vol. 258. P. 429—448.

Burrows C.J. A chronology for cool-climate episodes in the Southern Hemisphere 12000—10000 yr. B.P. // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1979. Vol. 27. P. 287—347.

Damuth J.E. Quaternary climate change as revealed by calcium carbonate fluctuation in Western Equatorial Atlantic sediments // Deep-Sea Res. 1975. Vol. 22. P. 725—743.

Duplessy J.C., Delibrias G., Turon J.L. et al. Deglacial warming of the Northeastern Atlantic Ocean: correlation with palaeoclimatic evolution of the European continent // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1981. Vol. 35. P. 121—144.

Fairbridge R.W. The Holocene boundary stratotype: local and global problems // Sver. geol. unders. C. 1982. Bd. 794. S. 281—286.

Giresse P., Bongo-Passi G., Delibrias G., Duplessy J.-C. La lithostratigraphie des sediments hémipélagiques du délta profond du fleuve Congo et ses indications sur les paléoclimats de la fin du Quaternaire // Bull. Soc. géol. France. 1982. Vol. 24, N 4. P. 803—815.

Kellog Th.B. Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland seas: glacial-interglacial contrasts // Boreas. 1980. Vol. 2, N 2. P. 115—137.

Mathews R.K. Dynamics of the ocean-cryosphere system: Barbados data // Quatern. Res. 1972. Vol. 2. P. 368—373.

Morley J.J., Hays J.D. Towards a high-resolution global, deep-sea chronology for the last 750.000 years // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 53, N 3. P. 279—295.

Pastouret L., Chamley H., Delibrias G. et al. Late Quaternary climatic changes in Western Tropical Africa deduced from deep-sea sedimentation off the Niger Delta // Oceanol. acta. 1978. Vol. 1, N 2. P. 217—232.

Ruddiman W.F., McIntyre A. Late Quaternary surface ocean kinematics and climatic change in the high-latitude North Atlantic // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. P. 3877—3887.

Ruddiman W.F., McOntyre A. The North Atlantic Ocean during the last deglaciation // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1981a. Vol. 35. P. 145—214.

Ruddiman W.F., McIntyre A. Oceanic mechanisms for amplification of the 23000-year ice-volume cycle // Science. 1981b. Vol. 212, N 4495. P. 617—627.

Ruddiman W.F., McIntyre A., Niebler-Hunt U., Durazzi J.T. Oceanic evidence for the mechanism of rapid northern hemisphere glaciation // Quatern. Res. 1980. Vol. 13. P. 33—64.

Shackleton N.J. The last interglacial in the marine and terrestrial record // Proc. Roy. Soc. London B. 1969. Vol. 174, N 1034. P. 135—154.

The Pleistocene/Holocene boundary in South-Western Sweden//Sver. geol. unders. C. 1982. Bd. 794. S. 1—288.

Thompson L.G., Mosley-Thompson E. Microparticle concentration variations linked with climatic change: evidence from polar ice cores // Science. 1981. Vol. 212. P. 812—815.

Wollin G., Ericson D.B., Ewing M. Late Pleistocene climates recorded in Atlantic and Pacific deep-sea sediments // The Late Cenozoic glacial ages. New Haven; L.: Yale Univ. press, 1971. P. 199—214.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 56 1987

УДК 553.21 (262.5)

Л.Е. ШТЕРЕНБЕРГ

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ Fe—Mn-КОНКРЕЦИЙ ЧЕРНОГО МОРЯ

Несмотря на почти столетний период, прошедший после открытия на дне Черного моря Fe-Mn-конкреций, их минеральный состав и строение пока еще изучены недостаточно.

Судя по опубликованным данным, большинство исследователей, рассматривающих особенности осадко- и рудонакопления в Черном море, и главным образом в Каламитском заливе, где Fn-Mn-стяжения имеют наибольшее развитие, основное внимание уделяли описанию их внешнего вида и определению химического состава. Микроскопическое строение этих образований мало кем рассматривалось. Так же мало на сегодня данных об их минеральном составе. Не до конца раскрытыми оказались эти вопросы и после достаточно крупных (отобрано и изучено различными методами 29 колонок донных осадков), сравнительно недавно проведенных работ по изучению Fe-Mn-образований в Каламитском заливе, выполненных под руководством академика АН УССР Е.Н. Шнюкова сотрудниками Институтов геологических наук и геохимии и физики минералов АН УССР (Шнюков и др., 1973; Шнюков, 1981).

В настоящей статье сделана попытка восполнить эти пробелы. Материалом для нашей работы послужили образцы Fe-Mn-конкреций, отобранные во время экспедиции на НИС "Академик Орбели" в 1982 г. в основном на станции 2, находящейся в центральной части Каламитского рудного поля (44°56,5′ с.ш., 33°42,4′ в.д., глубина 100 м). Дополнительно для исследования были использованы Fe-Mn-конкреции из разных пунктов этого залива, переданные нам ранее И.И. Волковым и другими сотрудниками Института океанологии АН СССР.

При изучении Fe-Mn-конкреций применен комплекс методов, включающих макро- и микроскопию (проходящий и отраженный свет), рентгеновский и химический анализы, а также метод микродифракции электронов.

Н.И. Андрусов (1890), одним из первых обнаруживший Fe-Mn-конкреции в Черном море, отмечает, что напротив мыса Тарханкут драгой со дна были подняты весьма любопытные небольшого размера бурые желвачки, имеющие продолговатую форму, выпуклые с одной стороны и вогнутые с другой. Эти желвачки представляют стяжения железистого характера вокруг створок Modiola.

А. Остроумов (1891), также участвовавший в Черноморской глубоководной экспедиции, сообщает о больших количествах окиси железа на дне в различных пунктах Черного моря. Она осаждается на створках раковин Modiola, Syndosmya, Cardium и на илистых трубках щетинконогих червей Melinna. В некоторых местах окись железа толстым кольцом покрывает раковину, в других же проявляется в виде тонкого ободка вокруг створки.

Я.В. Самойлов и А.Г. Титов (1922) для описания конкреций Черного моря использовали образцы, переданные Н.И. Андрусовым и рядом других исследо-

Таблица 1

Средний химический состав Fe-Mn-конкреций типа обрастания раковин, %

MnO	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
13,5	39,49	2,13	14,4	3,94	2,44	0,07	0,14
8,77	37,92	2,44	11,9	6,23	1,73	—	—
10,8	31,34	3,90	14,2	3,36	2,30	0,70	1,52
9,62	29,54	5,05	15,86	3,22	2,64	0,76	1,60

вателей. Они также подчеркивают приуроченность Fe-Mn-конкреций к раковинам двустворок, главным образом Modiola. Судя по данным этих авторов, Fe-Mn-отложения, как правило, располагаются в форме валика вдоль всего края раковины, который имеет толщину 2—3 мм и меньше. В ряде случаев все образование ограничивается только краевым валиком, в других — обрастание раковины идет гораздо дальше. На поперечном расколе стяжений видно, что Fe-Mn-валик расположен по обе стороны тонкой створки, которая как бы входит в его середину. При сплошном тонком обрастании раковины Modiola наружная поверхность покрова имеет желто-бурый цвет, а внутренняя — черный.

Основным компонентом химического состава конкреций является железо (табл. 1). Марганец значительно уступает ему. Отношение между марганцем и железом равно 0,35. Большие количества CaO и CO_2, вероятнее всего, связаны с тем, что ядром конкреций, как правило, является раковина Modiola, хотя некоторая часть их участвует в составе бесспорно установленных карбонатов марганца (Штеренберг и др., 1977). Обращают на себя внимание также повышенные количества содержания SiO_2. По-видимому, кремнезем является представителем кластогенной примеси, поступающей с терригенным стоком в виде весьма тонких взвесей.

И.И. Волков и В.Ф. Севастьянов (1968) занимались определениями химического состава конкреций вмещающих и подстилающих их осадков, состава придонной, иловой и поверхностной воды. Это позволило им прийти к выводу об активном участии процессов диагенеза в формировании Fe-Mn-конкреций Каламитского залива. По В.Ф. Севастьянову и И.И. Волкову (1966), стяжения располагаются на разделе вода—осадок, приурочиваясь к верхней части (0,5—1 см) окисленного глинистого ила на глубинах 80—140 м. Конкреции имеют лепешковидную или блюдцеобразную форму, в середине которой в качестве центра кристаллизации находится раковина Modiola или ее обломки. Толщина обрастания доходит до 4 мм.

Результаты химических анализов конкреций, выполненных И.И. Волковым и В.Ф. Севастьяновым, почти не отличаются от данных, приведенных Я.В. Самойловым и А.Г. Титовым (см. табл. 1). В конкрециях наблюдается довольно высокое содержание органического вещества: лишь наполовину меньшее, чем во вмещающих их окисленных илах. Высокие содержания органического вещества в Fe-Mn-конкрециях лишний раз подчеркивают участие процессов диагенеза в их формировании (Страхов и др., 1968). Более того, судя по определениям $C_{орг}$ в конкрециях, можно говорить, что образование аутигенных, диагенетических минералов в них еще не закончилось. Ярким подтверждением этого являются данные, полученные Г.А. Дубининой и Л.М. Толокневой (см.: Штеренберг и др., 1988а), которые свидетельствуют, что в поверхностном окисленном слое осадков, поднятых на станции 2, оказалось 10^5 клеток марганецвосстанавливающих бактерий и около 10^3 клеток сульфатвосстанавливающих бактерий в 1 г сырого ила. Примерно столько же содержалось этих микроорганизмов и в Fe-Mn-конкрециях, поднятых на этой же станции.

P_2O_5	CO_2	П.п.п.	$C_{орг}$	Mn/Fe	Источник
3,90	3,96	13,8	—	0,35	Самойлов, Титов, 1922
2,53	9,57	—	0,7	0,25	Севастьянов, Волков, 1966
2,26	7,48	9,04	—	0,38	Шнюков и др., 1973
2,11	8,55	5,23	—	0,41	То же*

*Трубчатые конкреции.

В отличие от предшествующих исследователей Е.Ф. Шнюков и др. (1973; Шнюков, 1981) устанавливает не один, а три горизонта Fe-Mn-конкреций: 1) поверхностный, имеющий мощность от 5 до 60 см. Его контуры повторяют примерно контуры береговой линии; 2) погребенный на глубинах 60—100 см в осадках. Мощность второго рудного горизонта изменяется от 10 до 20 см. Он относится к верхнеджемитинскому времени и располагается над слоем илов, обогащенных органическими остатками; 3) третий горизонт конкреций установлен под слоем илов, обогащенных органическими остатками, и относится к джемитинскому времени. Его мощность 30—50 см.

Морфологически конкреции всех трех горизонтов совершенно одинаковы, как одинаковы и их минералогический и химический составы. Только изредка вокруг захороненных в илах конкреций второго и третьего горизонта наблюдаются ярко выраженные околоконкреционные ореолы побурения, свидетельствующие о процессах разрушения и деградации стяжений и выносе из них железа.

Указания на вынос из конкреций в восстановительных условиях в первую очередь железа не совсем правильны. Вначале будет восстанавливаться и удаляться марганец, являющийся более подвижным элементом. Е.Ф. Шнюков и др. (1973) "позабыли" проанализировать иловые отложения, располагающиеся между устанавливаемыми ими тремя горизонтами конкреций. Несколько настораживает и вывод этих авторов о сходном минералогическом и химическом составах конкреций, располагающихся в сильноокисленной и восстановленной зонах.

Е.Ф. Шнюков и др. (1973) в Каламитском поле выделяют три разных типа Fe-Mn-стяжений: 1) створки раковин Modiola, реже других моллюсков, обросших гидроокислами железа и марганца, явно господствующих по сравнению с другими образованиями; 2) трубчатые, удлиненной формы, диаметром менее 2,5 мм (встречаются редко); 3) также редко встречающиеся трубчатые образования, но большей длины (до 15 мм) и толщины (внешний диаметр доходит до 6 мм).

В опубликованной позже статье Е.Ф. Шнюков (1981) указывает три типа конкреционных образований на дне Каламитского залива: 1) створки раковин Modiola и других, в разной степени обросшие гидроокислами железа и марганца (наиболее развиты); 2) удлиненные трубковидные конкреции длиной до 15 мм и толщиной до 6 мм, также состоящие из гидроокислов железа и марганца; 3) рыхлые рудные сажистые стяжения и пленки. Заметим, что Е.Ф. Шнюков, отмечая наличие сажистых стяжений, не указывает их цвет, размер и форму. Такое описание сажистых конкреций придает им какую-то неопределенность. Неопределенность возникает и по вопросу о пленках гидроокислов железа и марганца. Неясно, существуют ли эти пленки, сложенные гидроокислами железа и марганца, в виде самостоятельных образований (это сомнительно), или они располагаются на обломках раковин или других (аутигенных, кластогенных) составляющих Fe-Mn-конкреций.

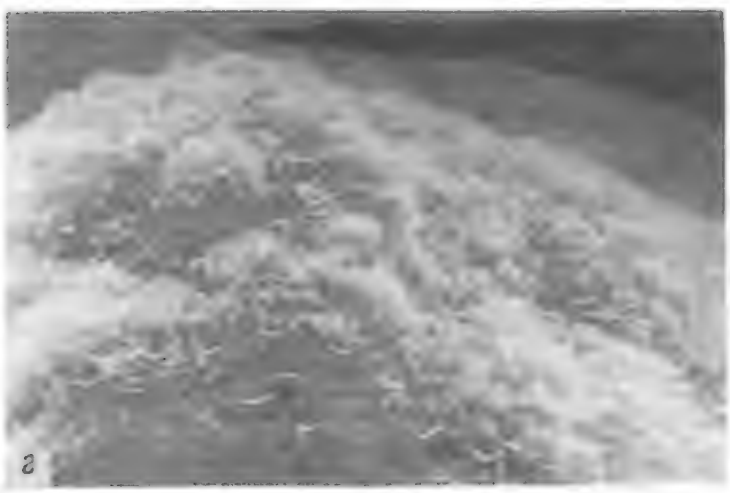
Размеры наиболее развитых Fe-Mn-конкреций в Каламитском рудном поле, связанных с Modiola и реже другими организмами, как показали Е.Ф. Шнюков и др. (1973), контролируются размерами раковин и площадью обрастания. Толщина

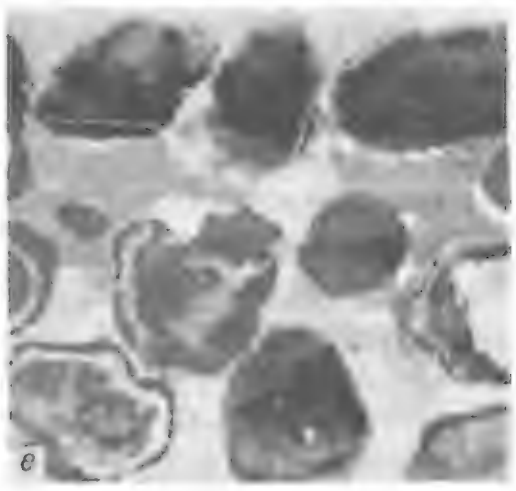
а

б

в

д


г


е

ж

з

и

к

обрастания, по данным этих исследователей, не превышает 3,2 мм. Обрастание створок начинается с отложения гидроокислов в виде валика по краю раковин. В дальнейшем чаще обрастает выступающая, а не вогнутая сторона раковины. Имеются образцы с полностью обросшей выпуклой стороной, причем с внутренней стороны видна раковина. Высшая ступень обрастания — когда раковина покрыта гидроокислами целиком.

Центром формирования весьма хрупких трубочковидных конкреций являются трубочки щетинконогих червей (Melinna). Как считают Е.Ф. Шнюков и др., ранее в первичном состоянии они имели большую длину. Внутри этих конкреций по всей длине проходит светлая трубочка диаметром 0,8—1,0 мм, которая резко выделяется на общем темно-буром фоне. В образованиях, имеющих несколько бóльшую длину, удается наблюдать отдельные обломки трубочек червей. Иногда, пишут Е.Ф. Шнюков и др., они почти отсутствуют, но внутри остается канал, заполненный очень рыхлыми гидроокислами железа и марганца. Очевидно, первоначально известковистая трубочка замещалась или пропитывалась гидроокислами, и ее трудно отличить от обрастающих отложений.

Все указанные выше разновидности Fe-Mn-конкреций, по Е.Ф. Шнюкову и др. (1973), характеризуются крайне обедненным набором аутигенных минералов, среди которых наиболее развиты гидроокислы железа и марганца. В значительно меньших количествах установлены сульфиды. Гидроокислы железа сажисты. Они имеют бурый цвет. Среди них наблюдаются тонкие ветвящиеся жилки несколько лучше раскристаллизованных разностей. На дебаеграммах и дифрактограммах гидроокислы железа рентгеноаморфны. Также рентгеноаморфны гидроокислы марганца. Несмотря на то что Eh придонной воды и верхнего окисленного слоя осадков, где формируются Fe-Mn-конкреции, близки к+450 мВ, на аншлифах среди сажистых агрегатов гидроокислов железа и марганца наблюдаются частые мелкие точки и вкрапленники сульфидов, которые, судя по комплексным исследованиям, относятся к пириту.

Химические анализы наиболее широко распространенных Fe-Mn-конкреций типа обрастаний раковин Modiola и трубчатых конкреций приведены в табл. 1. Как видно из данных этой таблицы, по содержанию элементов конкреции трубчатой формы практически не отличаются от конкреций типа обрастания раковин. Не отличаются они и по набору аутигенных и кластогенных минералов.

Проведенное нами изучение Fe-Mn-конкреций, поднятых на станции 2 рейса НИС "Академик Орбели", и конкреций из других станций, отобранных из разных пунктов Каламитского залива, позволило выделить среди них три основных типа: 1) конкреции уплощенной формы, в центральной части которых находится створка, реже целая раковина Modiola, а иногда раковины других организмов; 2) конкреции шаровидные и близких к ним форм; 3) конкреции трубчатой формы.

1. Конкреции уплощенной формы, связанные с раковинами Modiola или других организмов. Как справедливо подмечено исследователями, изучавшими до нас Fe-Mn-образования Черного моря, их форма, размер и другие внешние морфологические особенности определяются в основном раковинами Modiola или других организмов, играющих роль центра кристаллизации, вокруг которых происходит нарастание гидроокислов железа и марганца и других минералов, формирующихся в процессе диагенеза (рис. 1,*а*).

Рис. 1. Внешний вид и строение Fe-Mn- конкреций

а — внешний вид уплощенной конкреции с раковинами Modiola; *б* — продольный срез уплощенной конкреции, свет проходящий, без анализатора, ×12; *в* — микроглобули тодорокита и бернессита, ×200; *г* — то же, ×2000; *д* — шаровидные и трубчатые конкреции; *е* — мелкие шаровидные стяжения, свет проходящий, ×12; *ж* — микрокарбонатные выделения в центральной части шаровидных конкреций, свет проходящий, николи скрещены, ×160; *з* — поперечный срез трубчатой конкреции, видно зональное строение, свет проходящий, без анализатора, ×25; *и* — продольный срез трубчатой конкреции, центральная часть; черное — гидроокислы марганца, свет проходящий, без анализатора, ×25; *к* — микрокарбонатные выделения в стенках трубчатых конкреций, свет проходящий, николи скрещены, ×160.

В работе, посвященной Fe-Mn-образованиям уплощенной формы из озер и ряда морей включая Черное море, было высказано мнение и приведен ряд доказательств в пользу того, что рост этих стяжений происходит при участии микроорганизмов, восстанавливающих и окисляющих такие элементы, как сера, железо и марганец (Штеренберг и др., 1975).

Химический состав различных частей этих стяжений оказался резко отличным. В нижней части конкреций содержания железа наибольшие и составляют около 66% при наименьших содержаниях марганца (0,8%). В боковой части конкреций количество железа несколько преобладает над количеством марганца (соответственно 23 и 16%). В верхней части конкреций соотношение между марганцем и железом близко к единице. Результаты химических анализов хорошо согласуются с данными, полученными при микроскопическом изучении этих стяжений (см. рис. 1,*б*). В самой нижней, очень тонкой полоске явно преобладали гидроокислы железа. Гидроокислы марганца (ранее мы их относили к псиломелан-вадам, как и все другие рентгеноаморфные гидроокисные соединения марганца) наблюдаются в виде тонких линзовидных образований. В боковой части количество и, главное, толщина полос, представленных гидроокислами марганца, резко возрастают, причем слойки эти занимают почти вертикальное положение, как бы примыкают к железосодержащим слойкам. Доказано присутствие в конкрециях карбонатов марганца сложного состава (Штеренберг и др., 1975).

Показано, что в Fe-Mn-конкрециях, в центральных частях которых располагается раковина Modiola с сомкнутыми створками, наблюдаются микроглобульные образования бернессита (см. рис. 1,*в,г*) и тодорокита, выделения вернадита и фероксигита (Штеренберг и др., 1985а).

Фероксигит (δ—FeOOH), являющийся одной из полиморфных модификаций FeOOH, впервые установлен академиком Ф.В. Чухровым с сотрудниками в илах Тихого океана, в Балтийском, Баренцевом и Карском морях, а также в оглееных почвах Предкарпатья. Фероксигит образует тонкие смеси с глинистыми частицами и с вернадитом. Индивидуальные его выделения, видимые только при очень больших увеличениях, представлены пластиночками с поперечниками 0,1—0,4 мкм (Чухров и др., 1976).

Среди окисных объединений железа и марганца конкреций уплощенной формы, помимо рентгеноаморфных соединений, установлены тодорокит, бернессит, феноксигит, вернадит и гетит. В сложении этих конкреций принимают участие и карбонаты марганца сложного состава, а также кластогенные компоненты. Большая часть из них (кварц, полевые шпаты) вместе с гидроокислами железа и марганца участвует в образовании рудной оболочки. Глинистые минералы в основном наблюдаются в виде отдельных, небольшого размера комочков темно-серого и серого цвета внутри створок Modiola. Судя по данным дифрактометрии (рис. 2) исходного, насыщенного глицерином и прокаленного при 550° С материала, основным минералом глин является гидрослюда. Несколько менее развитым оказался каолинит. Мало хлорита и весьма незначительное количество смешаннослойного слюда-монтмориллотнита (табл. 2).

2. Конкреции шаровидные и близких к ним форм встречаются значительно реже, чем конкреции типа обрастания. Они имеют также и несколько меньший размер (см. рис. 1,*д*). Диаметр их изменяется от 2—3 (реже) до 5—8 мм и даже немного больше. Внутреннее строение рассматриваемых образований тесно связано с их размерами. Небольшие стяжения, диаметр которых приближается к 2 мм, как правило, имеют довольно простое строение (см. рис. 1,*е*). Внутренняя часть их представлена илами, слабо импрегнированными гидроокислами железа. В краевой части этих конкреций наблюдается слой темно-бурого, почти черного цвета, представленный гидроокислами железа. Самый внешний очень тонкий слой вновь слабо ожелезнен. При скрещенных николях в центре таких конкреций наблюдаются мелкие точечные выделения карбонатов (см. рис. 1,*ж*). При увеличении размера

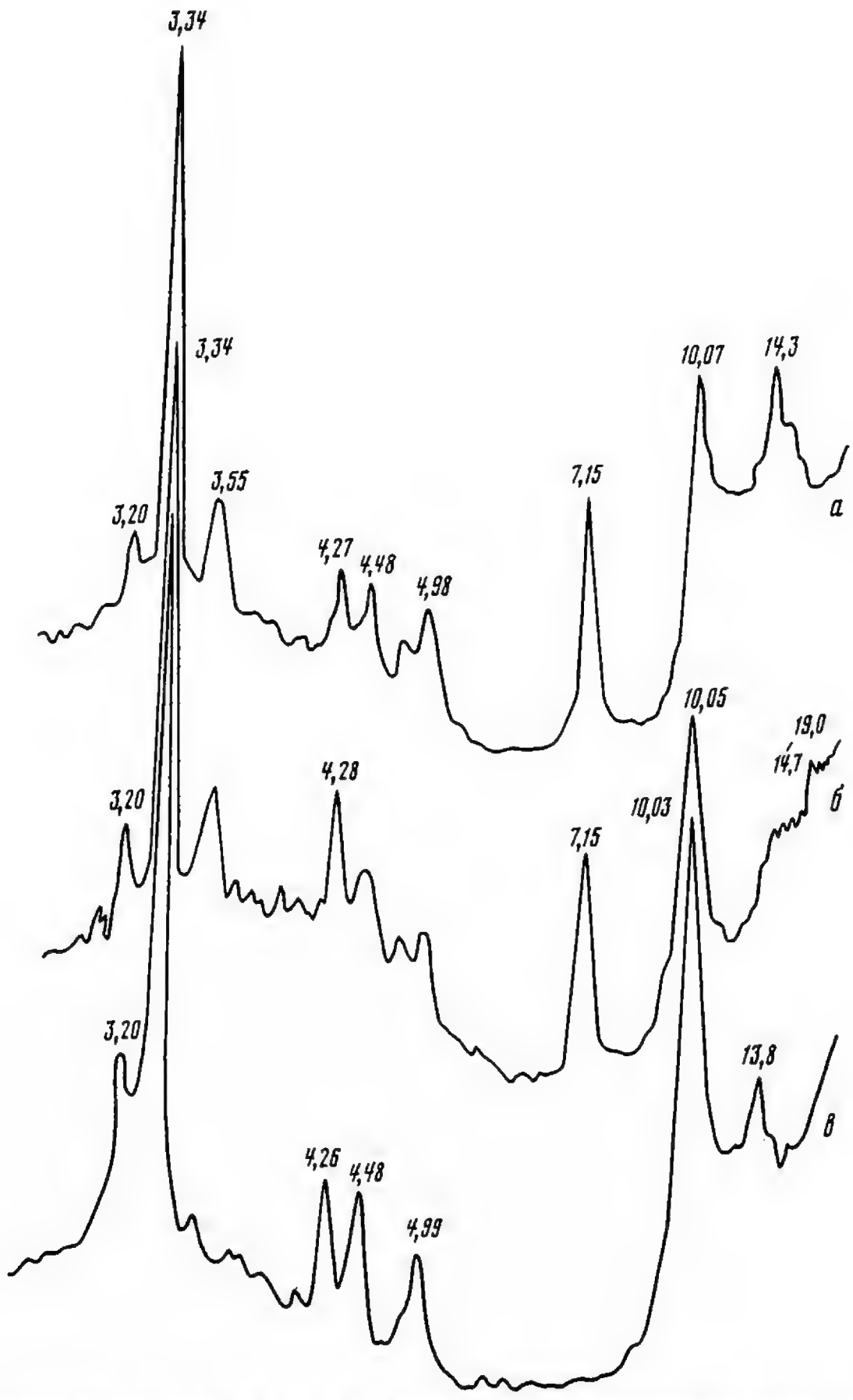


Рис. 2. Рентгендифрактометрические кривые фракции < 0,001 мм, выделенной из темно-серых глинистых комков, находящихся внутри раковин Modiola

а — исходный образец; *б* — то же, насыщенный глицерином; *в* — то же, прокаленный при 550°С в течение 2 ч

конкреций происходит усложнение их строения. В центральной части их наблюдаются неправильные по форме выделения гидроокислов железа, а внешняя зона стяжения представлена сложно построенными концентрами, состоящими в основном из гидроокислов железа с небольшими линзовидными прослойками гидроокислов марганца. Основными минералами, слагающими Fe-Mn-конкреции шаровидной и близкой к ней формы, являются рентгеноаморфные гидроокислы железа и марганца, кальцит и кварц. Менее распространены полевые шпаты, карбонаты марганца типа манганокальцита — марганцовистого кальцита ($d = 2{,}99$ Å),

Таблица 2

Минералы, принимающие участие в сложении Fe-Mn-конкреций Каламитского залива Черного моря

Уплощенные конкреции, связанные с раковинами		Шаровидные конкреции и другие близкие к ним формы		Трубчатые конкреции	
кластогенные и биогенные	аутигенные	кластогенные и биогенные	аутигенные	кластогенные и биогенные	аутигенные
Кварц, кальцит, полевые шпаты, много гидрослюды и каолинита, мало хлорита и смешанослойного слюда-монтмориллонита	Рентгеноаморфные гидроокислы железа и марганца, тодорокит, бернессит, вернадит, фероксигит, гетит, сложные карбонаты марганца	Кварц, кальцит, полевые шпаты, главным образом гидрослюда	Рентгеноаморфные гидроокислы железа и марганца, асболан-бузерит, марганцовистый кальцит (манганокальцит), гетит, вернадит, фероксигит	Кварц, кальцит, полевые шпаты, главным образом гидрослюда	Рентгеноаморфные гидроокислы железа и марганца, группа карбонатов марганца сложного состава, вернадит, фероксигит, гипс (?), гетит

Таблица 3

Содержания основных компонентов в Fe-Mn-конкрециях шаровидной и трубчатой формы, %

Компонент	Шаровидные	Трубчатые	Компонент	Шаровидные	Трубчатые
Fe_2O_3 вал.	39,70	35,50	$C_{орг.}$	0,79	0,49
MnO вал.	5,28	3,90	S	0,22	0,13
CO_2	8,30	4,88	Mn/Fe	0,15	0,12

вернадит, фероксигит и марганцовистый окисный минерал, относимый многими исследователями к 10 Å фазе.

На дифрактограмме исходного образца Fe-Mn шаровидной конкреции (рис. 3,a^1) видны два основных пика при 9,82Å и 4,8Å, которые можно было считать тодорокитом, либо смешанослойным асболан-бузеритом, либо бузеритом-I, либо наконец бузеритом-II (Дриц и др., 1985). На дифрактограмме образца конкреции, прогретой в течение 2 час при 110°С (рис. 3,a^2), пик 9,82 Å не виден, зато на ней проявляются небольшой по высоте пик 7,04Å и ряд пиков очень небольшого размера, располагающихся в области между 7 Å и 9,8 Å. Относительно большой по размеру пик 4,8 Å, проявляющийся на дифрактограмме, после его прогрева значительно уменьшен. Это позволяет нам в первом приближении отнести изучаемый марганцевый минерал к неупорядоченному смешанослойному асболан-бузериту (Чухров и др., 1983). Что пики при 9,82 Å и 4,8 Å принадлежат к марганцевой фазе, следует из дифрактограммы (рис. 3,a^3) исходного образца, из которого комплексным реактивом (Штеренберг, 1973) удален марганец, а также растворены кальцит и марганцовистый кальцит. Во фракции <0,001 мм, выделенной из шаровидной конкреции после удаления гидроокислов марганца и железа комплексным реактивом, нам удалось обнаружить только гидрослюду. Остальные минералы (каолинит, хлорит и смешанослойный слюда-монтмориллонит), которые участвуют в сложении уплощенных стяжений, из-за небольшого их количества слабо проявляются на рентгенограммах шаровидных конкреций. Конкреции шаровидной формы по содержанию главных компонентов (табл. 3) практически не отличаются от конкреций типа обрастаний раковины Modiola, хотя минералогический состав их несколько различен (см. табл. 3).

3. Конкреции трубчатой формы. А. Остроумов (1891) был одним из первых,

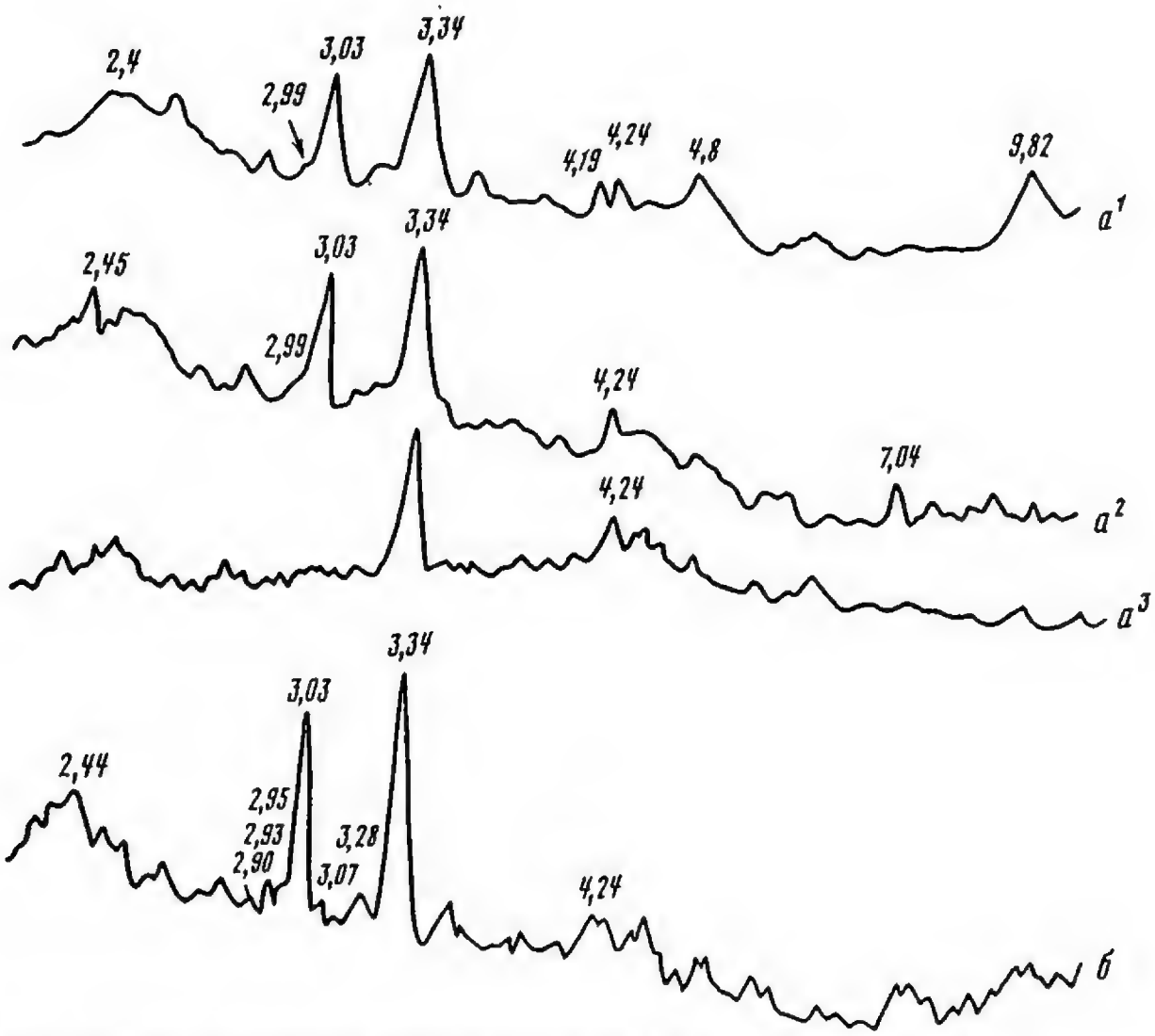


Рис. 3. Рентгендифрактометрические кривые шаровидной и трубчатой конкреций

a^1 — исходный образец шаровидной конкреции; a^2 — то же, после прогрева при 110°С в течение 2 ч; a^3 — то же, после обработки комплексным реактивом; *б* —образец трубчатой конкреции

кто обратил внимание на наличие среди голубовато-серых и бледно-зеленых илов существенно железистых палочковидных образований, связанных с щетинконогими червями Melinna. Нами обнаружены трубчатые конкреции (см. рис. 1,*д*), имеющие примерно такой же размер, как и трубчатые образования, описанные ранее Е.Ф. Шнюковым и др. (1973). Конкреции эти имеют длину 6—8 мм. Их внешний диаметр достигает 2,3 мм. Часто трубки, сложенные гидроокисными и окисными соединениями железа и марганца, бывают полными, либо внутри центрального канала, достигающего 1—1,2 мм в диаметре, прослеживаются небольшого размера включения беловато-серого материала. Микрорентгеновский анализ, выполненный нами в камере Дебая-Шерера (CoKα-излучение), показал, что он имеет сложный состав. Беловато-серый материал, частично заполняющий центральный канал трубчатых конкреций, судя по полученным данным, представлен в основном кварцем (d = 3,34 Å), кальцитом (d = 3,03 Å), гидрослюдой (d = 9,98 Å) и полевыми шпатами (d = 3,20 Å).

Микрокарбонатные образования устанавливаются и внутри стенок трубок. Они представлены кальцитом и в значительно меньшей степени сложными марганцовистыми карбонатами (см. рис. 1,*к*; 3,*б*).

Среди рентгеноаморфных гидроокислов железа, главным образом слагающих стенки трубок, под микроскопом и бинокулярной лупой можно проследить тонкие блестящие стекловидные, тонкие концентрически расположенные окисные образования железа, судя по микрорентгеновским анализам принадлежавшие гетиту (d = 4,19 Å и др.). Количество гетита в столбчатых трубчатых конкрециях настолько мало, что минерал этот, как правило, не улавливается на дифрактограммах (см. рис. 3,*б*). Имеют место и трубки, закрытые с обеих сторон рудным веществом. В поперечном срезе подобные трубки имеют четко выраженное концентрическое

строение (см. рис. 1,*з*). В центральных частях этих трубок одно из главных мест занимают сплошные и микроглобулярные выделения гидроокислов марганца (см. рис. 1,*и*). Сходные по морфологии микроглобулярные выделения марганца наблюдались нами и в Fe-Mn-конкрециях внутри створок Modiola. Основными марганцевыми минералами, слагающими микроглобули, были тодорокит и бернессит (Штеренберг и др., 1985а). В трубчатых конкрециях марганцевые минеральные фазы пока нами не определены, поскольку эти микроглобулярные выделения крайне незначительны.

Помимо карбонатов и рентгеноаморфных гидроокислов железа и марганца, согласно рентгеновским анализам и просвечивающей микроскопии, в строении трубчатых конкреций принимают участие вернадит, фероксигит, кварц, полевые шпаты, глинистые минералы, среди которых основную роль играют гидрослюда, гипс (?) и, как указывалось выше, небольшие по размеру выделения гетита.

Химические анализы трубчатых конкреций свидетельствуют, что они содержат немного меньше марганца и железа, чем шаровидные стяжения и стяжения типа обрастания раковин Modiola. Меньше в них и остальных анализированных компонентов. Трубчатые конкреции, определяемые нами и Е.Ф. Шнюковым с сотрудниками (1973), заметно различаются (см. табл. 1, 3). По Е.Ф. Шнюкову и др., в трубчатых конкрециях меньше трехвалентного железа и почти в 3 раза больше окислов марганца, в 2 раза больше CO_2. Значительно более высокая величина и марганцового модуля (Mn:Fe). Эти сравнительные данные могут свидетельствовать, что состав трубчатых конкреций не всегда одинаков и, вероятно, существенно изменяется в различных частях рудного поля.

ЛИТЕРАТУРА

Андрусов Н.И. Предварительный отчет об участии в Черноморской глубоководной экспедиции // Изв. Рус. геогр. о-ва. 1890. Т. 26, вып. 2(5). С. 380—409.

Волков И.И., Севастьянов В.Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Черного моря // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 163—169.

Дриц В.А., Петрова В.В., Горшков А.И. и др. Марганцевые минералы микроконкреций в осадках центральной части Тихого океана и их постседиментационные преобразования // Литология и полез. ископаемые. 1985. N 3. С. 17—37.

Остроумов А. Предварительный отчет об участии в Черноморской глубоководной экспедиции 1891 года // Зап. Новорос. о-ва естествоиспытателей. 1891. Т. 16, вып. 2. С. 11—22.

Самойлов Я.В., Титов А.Г. Железомарганцевые желваки со дна Черного, Балтийского и Баренцева морей // Тр. Геол. и минерал. музея. 1922. Т. 3, вып. 2. 180 с.

Севастьянов В.Ф., Волков И.И. Химический состав железо-марганцевых конкреций Черного моря // Докл. АН СССР. 1966. Т. 166, N 3. С. 701—704.

Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калиненко В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса // Тр. ГИН АН СССР. 1968. Вып. 185. 495 с.

Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Горшков А.И. и др. Фероксигит — новая модификация FeOO // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. N 5. С. 5—24.

Чухров Ф.В., Штеренберг Л.Е., Горшков А.И. и др. О природе 10 А марганцевого минерала Fe-Mn-вых океанических конкреций // Литология и полез. ископаемые. 1983. N 3. С. 33—41.

Шнюков Е.Ф. Железо-марганцевые конкреции Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1981. N 5. С. 71—80.

Шнюков Е.Ф., Рыбалко С.И., Ломаев Н.А. и др. Каламитское поле конкреций: (Материалы первого рейса НИС "Геохимик"). Киев: ИГФМ, 1973. 49 с.

Штеренберг Л.Е. К методике обесцвечивания железо-марганцевых образований в прозрачных шлифах // Литология и полез. ископаемые. 1973. N 3. С. 149—150.

Штеренберг Л.Е., Горшков А.И., Дубинина Г.А. и др. Образование тодорокита и бернессита в Fe-Mn-конкрециях Черного моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985а. N 7. С. 94—98.

Штеренберг Л.Е., Дубинина Г.А., Степанова К.А. Образование стяжений уплощенной формы // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 166—181.

Штеренберг Л.Е., Жигальцова З.В., Калашникова Н.Л. Карбонаты марганца в железо-марганцевых конкрециях Черного моря // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, N 4. С. 945—948.

Штеренберг Л.Е., Лаврушин Ю.А., Голубев Ю.К. и др. Железо-марганцевые конкреции Горла Белого моря // Литология и полез. ископаемые. 1985б. N 5. С. 66—75.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 56 1987

УДК 551.234(262.5)

С.А. НЕСМЕЯНОВ, И.П. БАЛАБАНОВ, Я.А. ИЗМАЙЛОВ

МЕТОДИКА АНАЛИЗА ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА ПОБЕРЕЖЬЯХ ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ ПО ДЕФОРМАЦИЯМ ДРЕВНИХ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЧЕРНОГО МОРЯ)

Вертикальные тектонические движения оцениваются по деформациям одновозрастных, т. е. синхронных по времени образования на всем протяжении, первично горизонтальных уровней. Подобными уровнями на морских побережьях обычно считаются древние береговые линии, отвечающие геологически мгновенным моментам максимумов трансгрессий. Критерии выделения таких линий рассеяны в обширной литературе (Зенкович, 1946, 1962; Долотов, 1961; Леонтьев, 1961; Шепард, 1964; Каплин, 1973; Лонгинов, 1973; Арсланов и др., 1982; и др.). Они обычно считаются универсальными (Бадюков, 1982; и др.), хотя достаточно очевидны различия многих из них для приливных и неприливных акваторий. К последним относится большинство внутренних морей, типичным примером которых является Черное море. Некоторые материалы по его Кавказскому побережью положены в основу настоящей статьи.

Фиксация древних береговых линий традиционно производится по уровню наиболее высокого расположения морских отложений каждой террасы в сечении, поперечном побережью, т. е. современной и древним береговым линиям. На основе таких материалов без должного анализа допускается точность оценки высоты древних береговых линий до 1—2 м, а соответственно признается возможным выявление деформаций с амплитудой 3—5 м (Федоров, 1963, 1969; Островский, 1968; Островский, Щелинский, 1969). Как будет показано ниже, подобная точность в большинстве случаев не обоснована, что приводит к неверным тектоническим построениям.

Однако положение древних береговых линий, т. е. палеоуровней моря, отвечающих максимуму трансгрессии, может фиксироваться по расположению ряда форм рельефа и типов осадков, которые образовались в береговой зоне моря.

Понятия "побережье" и "береговая зона" трактуются по-разному. Побережьем нередко именуют часть суши, где развиты береговые линии (Зенкович, 1962). Однако береговые линии могут быть и затопленными. Поэтому побережье должно включать всю зону, где развиты древние береговые линии (Леонтьев и др., 1975; Бадюков, 1982). По-видимому, в пределах побережья целесообразно различать приморье как подзону поднятых четвертичных береговых линий и прибрежье как подзону распространения затопленных береговых линий.

Береговая зона объединяет все одновременные береговые элементы, каковыми обычно считаются берег, пляж и подводный береговой склон (Морская геоморфология, 1980). Если в береговой зоне хорошо обособляется вдольбереговой вал, то можно говорить о "пляже полного профиля" (рис. 1). Если в тыловой части пляжа обратного уклона нет, то пляж считается прислоненным к абразионному уступу (клифу), т. е. "пляжем неполного профиля". Обычно с уменьшением ширины пляжа уменьшается и его высота. По характеру литодинамики и перегибу в

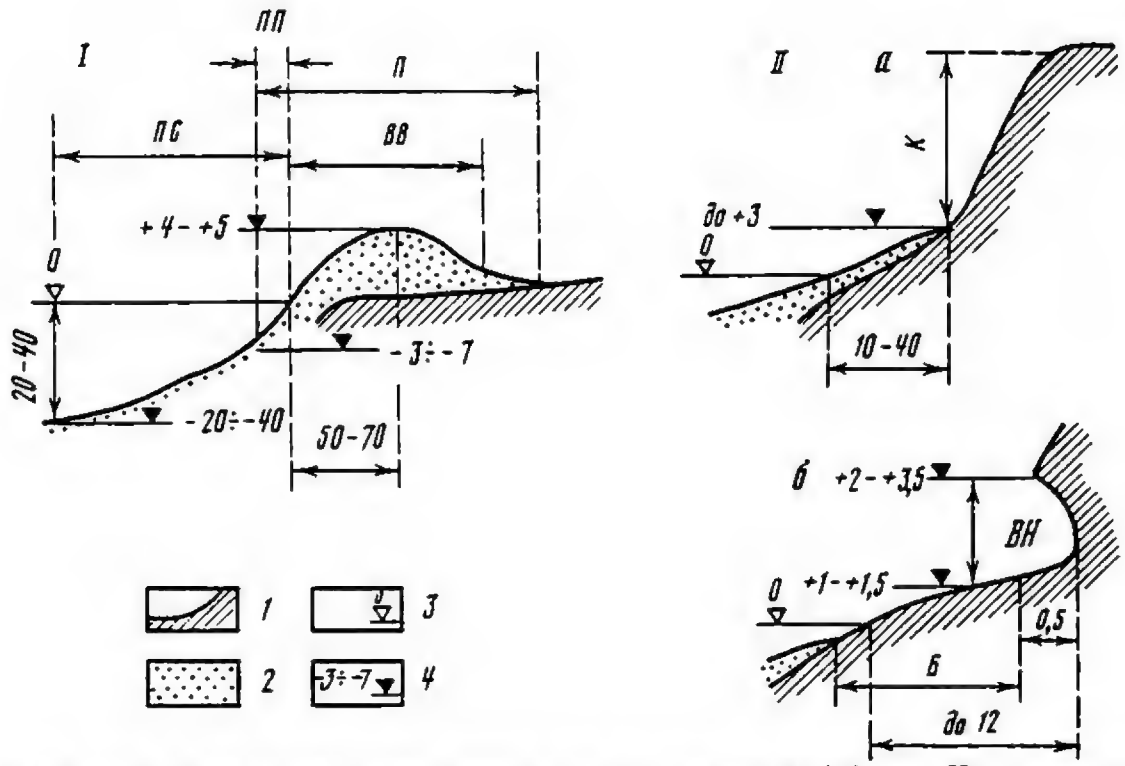


Рис. 1. Береговая зона и максимальные параметры ее элементов (м) для Черноморского побережья Кавказа

I — пляж полного профиля; *II* — пляж неполного профиля: *а* — с клифом (К), *б* — с волноприбойной нишей (ВН); П — пляж, ПС — подводный склон, ПП — подводная часть пляжа, ВВ — вдольбереговой вал, Б — бенч. *1* — коренные породы клифа и абразионной платформы, *2* — современные осадки береговой зоны, *3* — средний уровень моря, *4* — различные гипсометрические уровни, м

рельефе целесообразно выделять в верхах подводного склона подводную часть пляжа, которая в Черном море опускается до глубин 3—5, реже 7 м. Нижняя часть подводного склона, где также накапливаются осадки, связанные с волновой деятельностью (в основном пески и алевриты), ограничивается в Черном море глубинами 20—30, реже 40 м.

Активное формирование береговой зоны обусловлено волновой деятельностью. Достаточно определенно фиксируется только ее верхняя граница, совпадающая с линиями максимального заплеска (Зенкович, 1962; Лонгинов, 1973; Сафьянов, 1978; Бадюков, 1982), высота которого в Черном море не превышает 5 м. Нижняя граница данной зоны либо определяется как глубина, на которой начинает сказываться воздействие волновых движений на дно (Леонтьев и др., 1975), либо условно проводится по изобате, равной 1/3 длины наиболее крупных волн (Лонгинов, 1973).

Выделяются геологические, биологические и археологические признаки древних береговых линий. В нашем случае основной интерес представляет первая группа, включающая геоморфологические и литофациальные признаки, на основании которых чаще всего практически выделяются разные элементы абразионных и аккумулятивных морских террас (Попов, 1966; Каплин, 1973; и др.).

АБРАЗИОННЫЕ ФОРМЫ

Абразионная терраса включает два крупнейших элемента (макроформы): клиф и абразионную платформу, которая тыловой частью (тыловым швом) примыкает к клифу. Д.Д. Бадюков (1982, с. 39) полагает, что "единственным приемлемым способом определения положения уреза в момент формирования абразионной террасы является определение гипсометрического положения тылового шва террасы". Это можно считать первым приближением, так как подошва клифа всегда располагается выше среднего уровня моря (Зенкович, 1962). Высота этой подошвы (т. е. тылового шва террасы) над уровнем моря будет зависеть от волновой экспозиции и прочности пород, слагающих клиф. Высота самого клифа в Черном море может достигать нескольких метров.

П.А. Каплин (1973) полагает, что наиболее точным индикатором уровня моря на абразионном побережье являются волноприбойные ниши, располагающиеся в основании клифа. Процесс формирования такой ниши считается начальной стадией формирования клифа. Для образования волноприбойных ниш благоприятны положение клифа на открытом побережье, достаточно большие уклоны абразионной платформы или аккумулятивного подводного склона (т. е. приглубость подводного склона), запасы галечного материала на этом склоне и у подножия клифа, волновая экспозиция и сила волнений, литология и трещиноватость, определяющие абразионную устойчивость скальных пород, в которых вырабатывается клиф. В зависимости от сочетания перечисленных факторов волноприбойная ниша и подошва клифа могут располагаться почти на уровне моря или на 1—3 м выше него. Их высота вообще, по-видимому, редко превышает 4 м (Цейнер, 1963, с. 334).

Абразионная платформа может использоваться для определения положения древнего уровня моря только при наличии признаков близости ее тылового шва (клифа). Такими признаками могут служить эрозионные котлы, ниши подтачивания и другие мелкие абразионные скульптурные формы рельефа, которые обычно образуются до глубин порядка 10—20 м (Зенкович, 1962; Каплин, Ионин, 1962, 1964; Зенкович и др., 1965; Каплин, 1973).

Поскольку в зоне заплеска и в межприливной зоне известняки подвергаются наиболее активному растворению, формы их прибрежного растворения также могут служить индикатором древнего уровня моря (Гильшер, 1959).

АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ И ФАЦИИ

Поверхность аккумулятивной террасы в момент своего образования обычно находится выше уровня моря, и ее высота зависит от гидродинамических условий, а также от мощности и гранулометрического состава наносов во вдольберего-
вом потоке. Рост аккумулятивной формы осуществляется за счет причленения вновь образующегося берегового вала к мористому склону более древнего (регрессивная серия осадков). В результате аккумулятивный чехол такой террасы представляет собой серию разновозрастных береговых валов, каждый из которых в момент своего формирования был пляжем. На его мористом склоне располагался урез воды (Зенкович, 1946, 1962). За высоту положения уровня моря относительно поверхности аккумулятивной террасы предлагается принимать среднюю высоту вала (или генерации одновозрастных валов), из которой должно быть вычтено превышение гребня вала над урезом воды. Для Черноморского побережья Кавказа эта величина в условиях современного гидродинамического режима не превышает 4—5 м. Кроме того, необходимо учитывать конфигурацию древней береговой линии, так как ее изменение приведет к изменению гидродинамических параметров.

При быстрой регрессии могут обнажиться осадки, формировавшиеся ниже уровня моря. В этом случае глубина моря (высота его среднего уровня) реконструируется по биогенным критериям — биоценозам морских организмов, наличию ходов сверлящих моллюсков и т. п. (Долотов, 1961; Каплин, 1973; и др.).

Пляжевые осадки, формируясь в зоне прибоя, образуют надводную часть аккумулятивной террасы. Их характерными чертами являются в грубых наносах хорошая окатанность и меньшая сортированность по сравнению с отложениями подводного склона, а также четко выраженная косая слоистость. Для зоны подводных валов обычно сочетание ритмической и косослоистой текстур. В зависимости от палеодинамических условий отложения пляжа и верхней части подводного склона Черноморского побережья в настоящее время формируются в пределах от 4 м выше формировавшего их уровня моря и до 5—7 м ниже этого уровня.

Нижняя часть поверхности приливно-отливных равнин, на которых отлагаются

тонкозернистые осадки, находится, как правило, между наинизшим уровнем малой воды и средним уровнем полной воды. Здесь располагается илистая, лишенная растительности осушка, затапливаемая во время приливов (Зенкович, 1962). В лагунах и лиманах осадконакопление (в основном тонкослоистые илы) происходит преимущественно на глубинах 1—3 м, реже более.

Прибрежные болота низинного типа, режим которых тесно связан с морем, имеют уровень на 1—1,5 м выше среднего уровня моря. Так, кровля неосушенных торфяников на Пицунде располагалась на 1,2 м выше среднего уровня моря. После осушения болот она оказалась на высотах от +0,2 до —0,5 м. Однако на отдельных участках торф формируется на высотах до 5—6 м (Имкатское болото в Колхиде).

УКЛОНЫ ТЕРРАС

Для анализа деформаций террас важны наблюдения за изменением их уклонов от клифа в сторону моря. Для современного северо-восточного побережья Черного моря обычно принимаются следующие эмпирические и расчетные характеристики абразионных берегов: 1) уклон бенча вблизи уреза 0,15; 2) средняя скорость отступания клифа или скорость углубления бенча 5 мм/год (Есин, 1979, 1982; Есин и др., 1980). На основании этих исходных данных предлагается теоретическая схема соотношения террас данного района. В зависимости от ширины дочаудинского шельфа и вариации некоторых других параметров с помощью данной схемы объясняется локальная сохранность или отсутствие различных плейстоценовых террас (Есин, 1979, 1982; Есин и др., 1980, 1982). На основании данных реконструкций делается вывод о том, что в плейстоцене уклоны бенча в рассматриваемом районе сохраняли свои значения в пределах 0,1—0,3, а скорость отступания клифа — 5—10 мм/год (Есин, 1982).

Приведенные построения могут быть проверены на нескольких хорошо обнаженных фрагментах древних террас. Достаточно привести два примера, относящиеся к древнеэвксинской террасе междуречья Вуланы и Пшады.

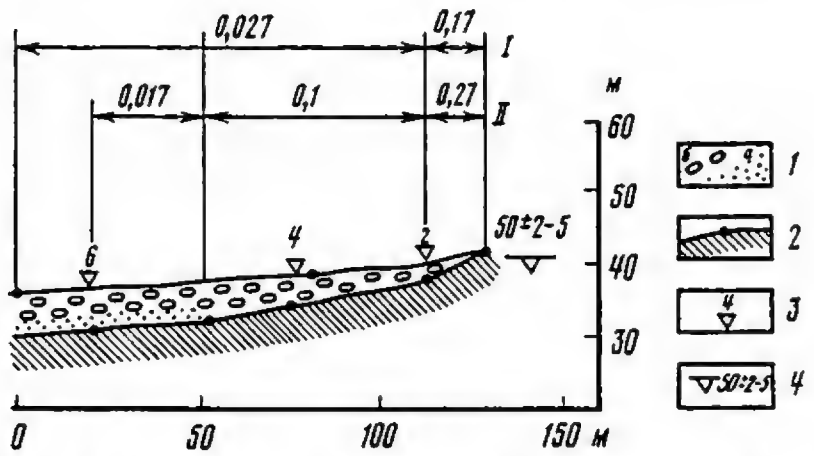


Рис. 2. Строение тыловой части древнеэвксинской террасы в 1,2 км западнее устья р. Вулан

1 — морские отложения: *а* — галечники, *б* — пески и песчаники с включениями гальки и валунов; *2* — цоколь морской террасы с точками измерений его высоты; *3* — расчетные мощности морских отложений, м; *4* — высота древней береговой линии, м. Уклоны: I — кровли морских отложений, II — цоколя террасы

Первое обнажение расположено в 1,2 км западнее[1] устья р. Вулан (рис. 2). Здесь средний уклон абразионной платформы (цоколя террасы), составляющий 0,017, уже на расстоянии 80 м от тылового шва возрастает до 0,1, а в пределах 10—15 м от него, т. е. в приклифовой зоне, достигает 0,2—0,3 (в среднем 0,27). Уклон поверхности аккумулятивного чехла морских отложений меняется от 0,027 на основной части террасы до 0,17 в ее приклифовой зоне. Не исключено, однако, что последняя циф-

[1] Теодолитные измерения производил В.В. Богачев.

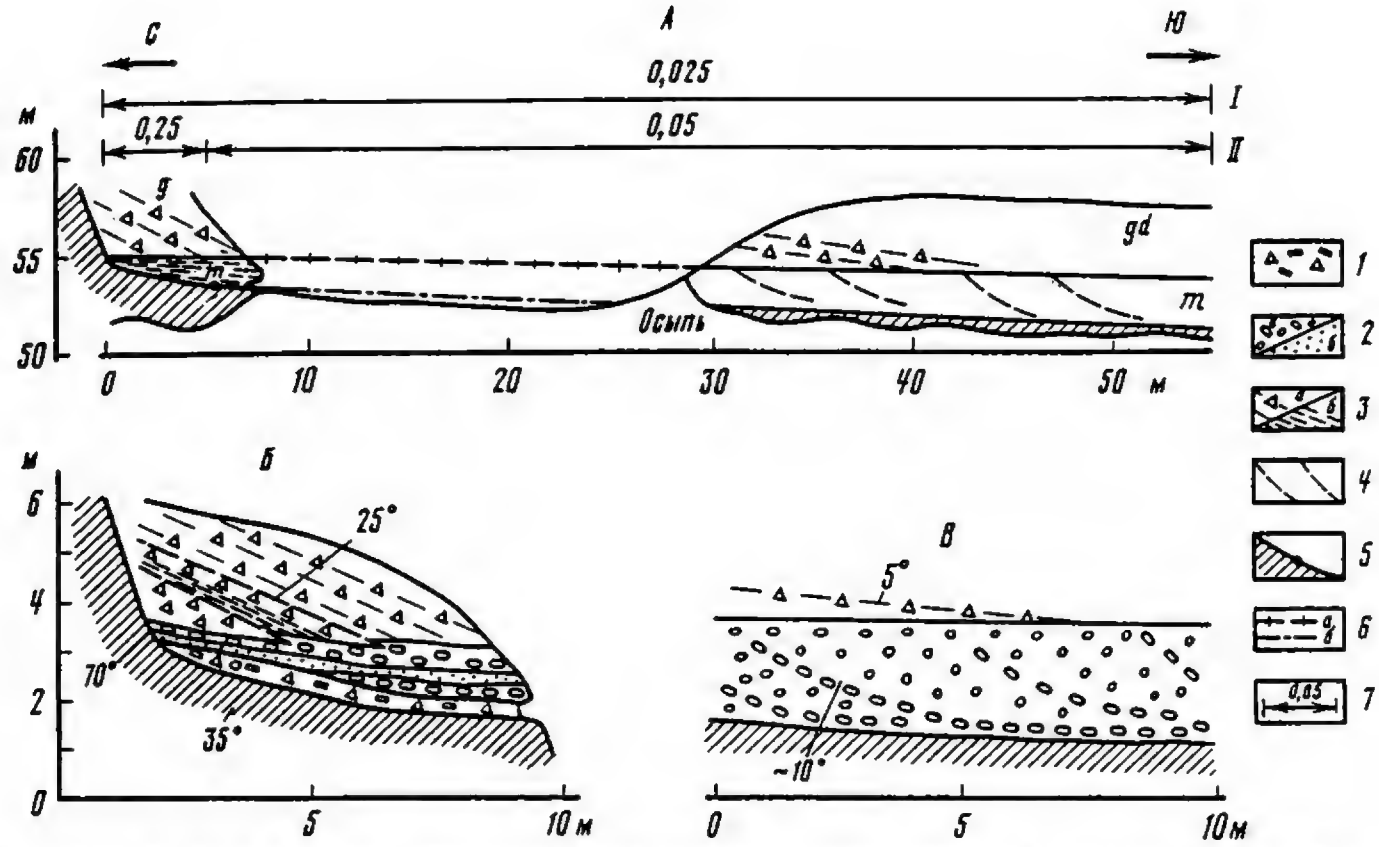


Рис. 3. Строение тыловой части древнеэвксинской террасы у северо-западной окраины с. Криница

А — общая схема строения разреза аккумулятивного чехла террасы; отложения: *m* — морские, *g* — гравитационные, *gd* — гравитационно-делювиальные; *Б* — фрагмент северной части обнажения; *В* — фрагмент южной части обнажения. *1* — грубые гравитационные и морские отложения; *2* — морские отложения: *а* — валунно-галечные, *б* — средне- и мелкогалечные; *3* — делювиальные и гравитационные отложения: *а* — щебнисто-суглинистые, *б* — преимущественно суглинистые; *4* — слоистость; *5* — цоколь террасы с точками измерений его высоты; *6* — корреляционные линии: *а* — кровли морских отложений, *б* — цоколя террасы; *7* — уклоны: *I* — кровли морских отложений, *II* — цоколя террасы

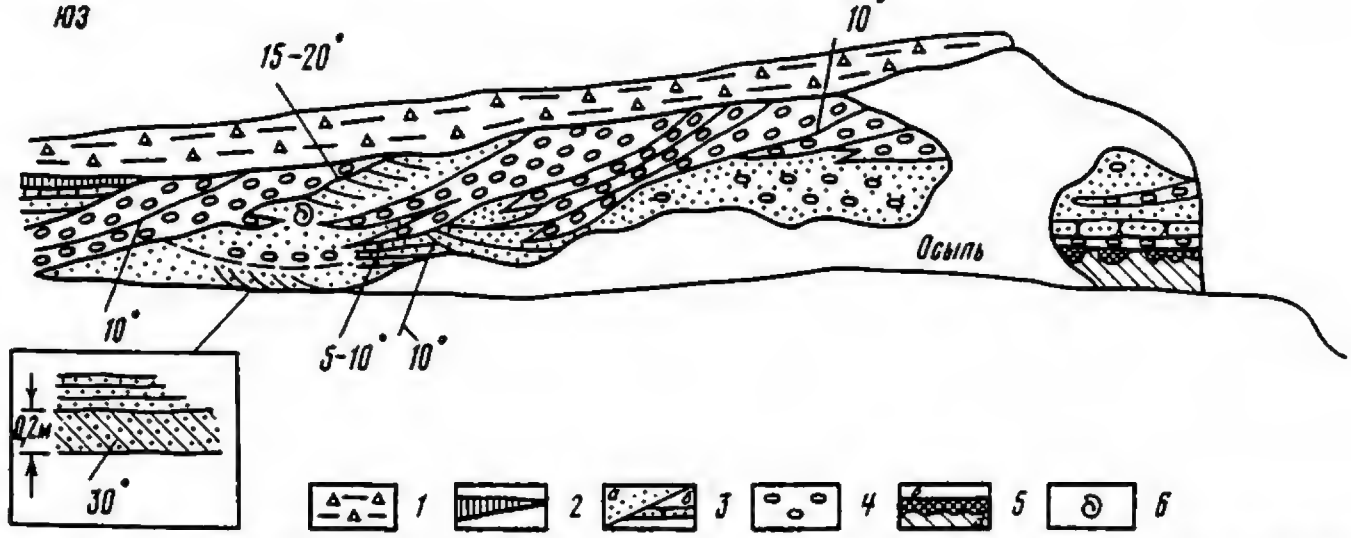


Рис. 4. Обнажение древнеэвксинской террасы в карьере на правобережье приустьевой части щели Мокрида

1 — покровные делювиальные с карбонатными журавчиками и выветрелыми обломками карбонатных пород и техногенные отложения; *2* — карбонатная порода в основании покровных отложений; *3, 4* — морские отложения: *3* — пески (*а*) и песчаники (*б*), *4* — галечники береговых валов; *5* — дислоцированные породы цоколя морской террасы (*а*), верхняя часть которых затронута выветриванием (*б*); *6* — места скопления раковин моллюсков

ра относится к сохранившейся здесь надводной части пляжа, высота которой могла достигать нескольких метров (до 2—5 м).

Во втором обнажении, расположенном на левобережье р. Пшады у северо-западной окраины с. Криница (рис. 3), средний угол абразионной платформы составляет 0,05, а в 5-метровой приклифовой зоне — 0,25. Уклон аккумулятивной поверхности морской террасы до самого клифа сохраняется здесь на уровне 0,025.

В обоих случаях прибрежные 100 м террасовых отложений представлены галечниками. Но в обнажении на правобережье р. Вулан в 80 м от клифа галечники

подстилаются песчаником с включениями гальки и валунов. Фациальное замещение галечников песками снизу вверх по разрезу хорошо обнажено в карьере на правобережье щели Мокрида (рис. 4). Подобные соотношения фациально замещающихся косых серий могут быть приняты в локальных обнажениях за несогласные взаимоотношения разновозрастных морских трансгрессий. Именно такой вариант ложного несогласия послужил А.Б. Островскому основанием для выделения в этом районе так называемой шапсугской террасы (Островский, Шелинский, 1969).

Для куяльницкой террасы к югу от Анапы, по материалам А.Б. Островского (1966), средние уклоны цоколя морской террасы, перекрытого галечником, составляют на расстоянии 150 м от клифа 0,1, далее до 400 м в сторону моря — около 0,05, а еще дальше до 1,5 км от клифа, уклон уменьшается примерно до 0,005. Именно на последнем интервале в основании галечников появляются пески с прослоями глин и ракушняков.

Во всех этих примерах мы, по-видимому, имеем дело с тектонически не деформированными террасами, так как наблюдается определенное сходство их уклонов, строения разрезов и мощностей (до 5 м) морских отложений.

НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

Как было показано выше, присутствие различных абразионных и аккумулятивных форм рельефа, литологических типов и слоистости отложений позволяет с неодинаковой точностью оценивать высоту древних береговых линий (табл. 1). Однако погрешность оценок почти никогда не становится меньше ±2—5 м. Следовательно, традиционные оценки ±1—2 м (Федоров, 1969) явно некорректны. При этом нужно иметь в виду, что отчетливо выраженные береговые формы рельефа и разрезы, вскрывающие клиф и приклифовые отложения, встречаются крайне редко. В большинстве случаев они либо уничтожены последующей эрозией, либо скрыты под чехлом покровных образований и необходимы специальные геометрические построения для определения местоположения тылового шва морской террасы. Естественно, что подобные построения не отличаются точностью. Соответственно, должны быть поставлены под сомнение некоторые тектонические деформации, выделявшиеся ранее. Вряд ли, в частности, можно действительно зафиксировать Вуланскую структуру (поперечную флексурную или разрывную зону), для которой указывается смещение чаудинской террасы на 5 м, а древнеэвисинской — на 3 м, или Пшадскую зону, для которой соответствующие смещения оцениваются примерно в 7 и 4 м (Островский, 1968).

Если верно принятое выше допущение о недеформированности древнеэвисинских террас у с. Криницы и на правобережье р. Вулан и куяльницкой террасы у Анапы, то можно существенно уточнить приведенные выше расчетные величины естественных уклонов морских террас, несущих маломощный (1—5 м) чехол морских отложений (табл. 2).

Следовательно, цифры средних уклонов (0,2—0,3), указанные Н.В. Есиным (1982), относятся только к узкой (10—100 м) приклифовой полосе морского дна, а дальше сокращаются на 1—2 порядка. Важно также принимать во внимание и фациальный состав морских отложений, так как пески отлагались, вероятно, при уклонах менее 0,1, а чаще при уклонах менее 0,01. Это позволяет использовать анализ уклонов древних террас в качестве дополнительного критерия при выявлении тектонических деформаций.

Фрагментарность хороших обнажений и малая точность многих критериев делают необходимым комплексный анализ всех упоминавшихся выше материалов для достоверных палеотектонических реконструкций. Последние должны сопровождаться некоторыми палеогеографическими реконструкциями, позволяющими оценить характер побережья (извилистость, расположение изучаемого обнажения в

Таблица 1

Высота древней береговой линии (палеоуровня моря) по абразионным и аккумулятивным образованиям морских террас

Типы террас	Формы рельефа и типы осадков		Поправка для разных типов морей, м	
			неприливные внутренние	приливные[1]
Абразионные	Клиф	Формы растворения известняков	до –1, –2	до десятков
		Основание волноприливной ниши	0÷–1,5	
		Подошва клифа, или тыловой шов платформы	0÷–3	–4
	Платформа	Абразионные котлы, ниши подтачивания и другие скульптурные формы	+10	+20
	Поверхность любых прибрежных морских отложений		–2÷–5	
	Осадки пляжа и верхней части подводного склона		от –7 до +5	
Аккумулятивные	Бич-рок (сцементированные карбонатным материалом пляжевые осадки тропической и субтропической зон), формирующийся в приливной зоне		до –2	±10?
	Осадки приливно-отливных равнин (мелкие пески, алевриты, глины), отлагавшиеся между низшим уровнем малой воды и средним уровнем полной воды		±1?	±5?
	Лагунные и лиманные осадки — тонкослоистые и мелкокосослоистые илы, карбонаты, соль и т. п.		+1÷+3, иногда до +10	+2÷+5?
	Торф, накапливающийся выше среднего уровня малой воды		0÷–1 м	—
	Оолиты тропических и субтропических мелководий		—	+10÷+15

[1] Для сравнения приведены некоторые имеющиеся в литературе (Бадюков, 1982; и др.) оценки высоты береговых линий для приливных морей.

Таблица 2

Уклоны недеформированных морских террас

Элемент террасы	Расстояние от клифа, м	Отложения	Средний уклон
Поверхность цоколя (абразионная платформа)	Более 500	Пески и галечники	0,005
	100—500, иногда до 10	Галечники	0,05
	От 100—200 до 5—15	"	0,1
	5—15	Галечники с валунами	0,2—0,3
Поверхность морских отложений	Более 15	Галечники и пески	0,02—0,03
	До 5—15	Галечники с валунами	0,15—0,3

бухте или на мысу, высоту и крутизну надводного склона и т. п.). Это может существенно уточнить фациальные интерпретации разрезов, а соответственно и используемые оценки. В некоторых случаях появляется возможность установить высоту древней береговой линии по нескольким параметрам. Тогда при равной их достоверности она характеризуется по критерию, имеющему наибольшую точность. Например, для случая, изображенного на рис. 3, высота береговой линии от поверхности грубых морских пляжевых отложений в приклифовой зоне требует

поправки −2 ÷−6 м, а по подошве клифа — ±2 м. Последняя цифра, как более точная, и учитывается, т. е. высота древней береговой линии оценивается в 55±2 м.

При определении высоты древних береговых линий целесообразно построение поперечных к побережью геолого-геоморфологических профилей, опирающихся на теодолитные измерения или на топооснову, детальность которой соизмерима с точностью используемых оценок. Такие профили следует проводить по водоразделам, где наилучшим образом сохраняются перегибы, отвечающие абразионным и эрозионным врезам (Костенко, 1972; Несмеянов, 1971). На профиль наносятся все материалы, позволяющие зафиксировать положение древней береговой линии или оценить ее вероятное местонахождение с помощью геометрических построений (например, по пересечению продолжения линии цоколя террасы, проведенной с учетом соответствующих средних уклонов, с линией склона более высокой террасы под поверхностью более молодых склоновых накоплений).

ЛИТЕРАТУРА

Арсланов Х.А., Балабанов И.П. и др. Методы и результаты картирования и геохронологической привязки древних береговых линий на суше и шельфе Черноморского побережья Кавказа и Керчинско-Таманского района // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 144—150.

Бадюков Д.Д Древние береговые линии как индикаторы уровня моря // Изменение уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 35—59.

Гильшер А. Опыт характеристики распределения прибрежных форм растворения известняка // Вопросы климатической и структурной геоморфологии. М.: Иностр. лит., 1959. С. 192—221.

Долотов Ю.С. Формирование и классификация морских аккумулятивных террас на поднимающихся побережьях // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1961. Т. 48. С. 172—192.

Есин Н.В. О возрасте шельфа северо-восточной части Черного моря // Докл. АН СССР. 1979. Т. 243, N 2. С. 453—454.

Есин Н.В. О роли обломочного материала в абразионном процессе // Океанология. 1980. Т. 20, вып. 1. С. 111—115.

Есин Н.В. Некоторые вопросы реконструкции развития побережья и шельфа по ходу уровня моря // Изменение уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 76—85.

Есин Н.В., Евсюков Ю.Д., Савин М.Т., Дмитриев В.А. Некоторые черты геоморфологии и эволюции шельфа северо-восточной части Черного моря // Геоморфология. 1980. N 3. С. 71—76.

Есин Н.В., Савин М.Т., Жиляев А.П. Абразионный процесс на морском берегу. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 200 с.

Есин Н.В., Шуйский Ю.Д., Попов Б.А. Особенности развития морского побережья и шельфа в плейстоцене // Изменение уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 195—204.

Зенкович В.П. Динамика и морфология морских берегов. Ч. 1. Волновые процессы. М.; Л.: Морской транспорт, 1946. 496 с.

Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 711 с.

Зенкович В.П., Ионин А.С., Каплин П.А. Абразия как источник обломочного материала, поступающего в береговую зону // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1965. Т. 76. С. 103—125.

Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 266 с.

Каплин П.А., Ионин А.С. Результаты непосредственного изучения рельефа дна прибрежной зоны моря и некоторые задачи подводных геоморфологических исследований // Тр. Океаногр. комиссии. 1962. Т. 14. С. 45—62.

Каплин П.А., Ионин А.С. Формы мезорельефа подводного берегового склона по данным водолазных наблюдений // Теоретические вопросы динамики морских берегов. М.: Наука, 1964. С. 80—91.

Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.

Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1961. 418 с.

Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1975. 336 с.

Лонгинов В.В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973. 244 с. Морская геоморфология: Терминол. справ. Береговая зона: процессы, понятия, определения М.: Мысль, 1980. 280 с.

Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М.: Недра, 1971. 142 с.

Островский А.Б. О находке куяльницкой морской террасы и верхнеплиоценовых красно-бурых глин на Черноморском побережье Кавказа южнее г. Анапы // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171, N 5. С. 1160—1163.

Островский А.Б. О морских террасах Черноморского побережья Кавказа между г. Анапой и устьем р. Шахе // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181, N 4. С. 950—952.

Островский А.Б., Щелинский В.Е. Новые данные об "узунларских" слоях Черноморского побережья Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 44, вып. 2. С. 93—100.

Попов Б.А. Имитация процесса формирования морских абразионных террас // Исследование гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря. М.: Наука, 1966. С. 137—169.

Сафьянов Г.А. Береговая зона океана в XX веке. М.: Мысль, 1978. 236 с.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 160 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 88).

Федоров П.В. Морские террасы Черноморского побережья Кавказа и проблема новейших вертикальных движений // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185, N 3. С. 661—663.

Цейнер Ф.Е. Плейстоцен. М.: Иностр. лит., 1963. 502 с.

Шепард Ф. Земля под морем. М.: Мир, 1964. 252 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 56 1987

УДК 551.793:561.258:551.35

Л.А. ГОЛОВИНА, Н.Г. МУЗЫЛЕВ, М.Г. УШАКОВА

НАННОПЛАНКТОН И ВАРИАНТЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ 380/380-А В ЧЕРНОМ МОРЕ

Заключительная часть 42-го рейса "Гломар Челленджер" в 1975 г. проходила в Черном море. Хотя во время рейса были пробурены три скважины значительной протяженности, возможность реконструкции последних этапов геологической истории Черного моря не удалось использовать полностью. Причина этого — отсутствие надежной схемы биостратиграфического деления разрезов скважин. "Единая и общепринятая стратиграфия разбуренных осадков Черного моря не построена" (Initial..., 1978, с. 23).

Планктонные фораминиферы при бортовых исследованиях не были обнаружены, а наннопланктон выделен лишь на считанных стратиграфических уровнях. По существу, для целей биостратиграфии использовались только данные диатомового и спорово-пыльцевого анализов. Но эндемизм этих ископамых, отсутствие надежных корреляционных реперов с разрезами побережья помешали достоверно установить положение выделенных в глубоководных осадках подразделений как в общей стратиграфической шкале, так и в региональной шкале кайнозоя Восточного Паратетиса.

Скв. 380/380-А, заложенная у подножия континентального склона в прибосфорской части акватории на глубине 2115 м (рис. 1), прошла 1073,5 м осадков; ее разрез считается опорным. Подробное описание скважины опубликовано (Initial..., 1978; Геологическая история..., 1980). Здесь мы ограничимся только литологической колонкой и двумя из вариантов ее возрастной разбивки по диатомеям (рис. 2).

Отметим, что палеонтологи, изучавшие разрез, склонялись в общем к мнению о непрерывной последовательности комплексов ископаемых или, во всяком случае, не обнаружили палеонтологически доказанных хиатусов. Но уже при описании разреза были определены три интервала с возможным нарушением нормальной последовательности слоев: 1) пачка I с турбидитовым типом осадконакопления; 2) пачка III, в которой предположительно вскрываются отложения одного или более подводных оползней; 3) строматолитовые брекчии субпачки IV.

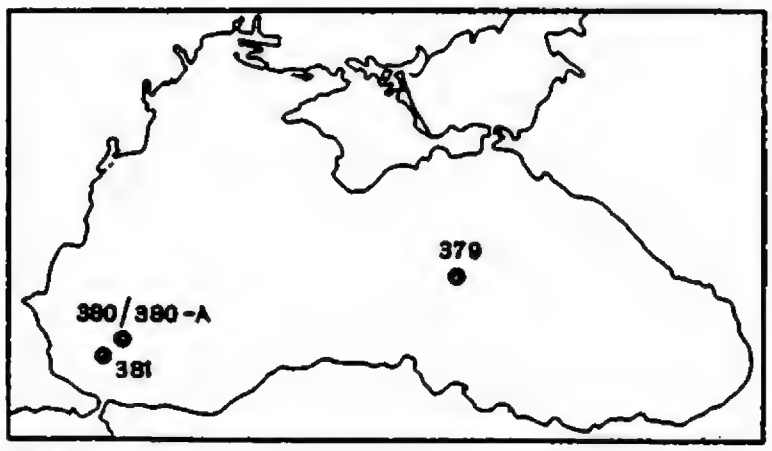


Рис. 1. Местоположение скважин "Гломар Челленджер"

Не случайно и упоминание "вариантов возрастной разбивки". Спорность биостратиграфической интерпретации глубоководных разрезов Черного моря особенно выраже-

Литологическая колонка (Геологическая история . . . , 1980)	Стратиграфические подразделения и экологические комплексы диатомей		Комплексы наннопланктона	Возраст по наннопланктону
	Jouse, Mukhina, 1978	Жузе, Мухина, 1980		
380-А	Новый эвксин пресноводный солоноватоводный	Новый эвксин	Не обнаружен	Новый эвксин ?
	Карангат (морской)	Посткарангат (пресноводный)	Gephyrocapsa caribbeanica, Gephyrocapsa sp. (мелкие формы), Calcidiscus aff. leptoporus	Карангат
		Карангат (морской, солоноватоводный)		
		Регрессия (пресноводный)	Единичные Gephyrocapsa caribbeanica	
	Узунлар (пресноводный солоноватоводный)	Узунлар — древний эвксин II (пресноводный морской)	Не обнаружен	
		Регрессия	Единичные Gephyrocapsa cf. caribbeanica, Gephyrocapsa sp., Helicosphaera carteri, Braarudosphaera bigelowi	
	Древний эвксин (морской солоноватоводный)	Палеоузунлар — древний эвксин I (морской солоноватоводный)	Комплекс с Emiliania huxleyi (Шуменко, Ушакова, 1980)	Не древнее палеоузунлара
		Регрессия	Единичные Gephyrocapsa sp., Helicosphaera carteri	
	Чауда (пресноводный солоноватоводный)	Чауда (пресноводный с морскими видами)	Мельчайшие, не определенные до вида кокколиты, частично возможно автохтонные	
	(пресноводный)	Гурий (пресноводный озерный)	Не обнаружен	
		Куяльник (пресноводный)		
	(пресноводный)	Киммерий (пресноводный слабосолоноватоводный)		
	(пресноводный)	Понт (пресноводный слабосолоноватоводный)		
	Куяльник (пресноводный—морской)			
	Киммерий (морской)	Мэотис (солоноватоводный морской)	Braarudosphaera bigelowi	
	Понт (морской)	Сармат (морской солоноватоводный)	Не обнаружен	

	Вариант I	Вариант II
	Средняя и верхняя части понта	Апшерон
	Нижняя часть понта	Акчагыл
	Возможно досарматский	

1 — 2 — 3 — 4 — 5 — 6 — 7 — 8 — 9 — 10 — 11 — 12

Рис. 2. Стратиграфическое расчленение и варианты корреляции разреза скв. 380/380-А

1 — черное — фактический выход керна и его номер, *2* — терригенные илы, *3* — глины (слоистые), *4* — турбидиты (пески, алевриты), *5* — диатомеи, *6* — кальцитовые осадки, *7* — доломит, *8* — сидерит, *9* — арагонит, *10* — цеолиты, *11* — обломки пород, *12* — перерывы; цифры слева колонки — глубина от поверхности дна, м, цифры справа — номера пачек и субпачек

на для скв. 380/380-А (наибольшие мощности разреза приводят, наверное, и к наибольшему разбросу возрастных датировок). Например, базальные горизонты скважины датируются куяльником (Koreneva, Kartashova, 1978), понтом (Jouse, Mukhina, 1978), сарматом (Коренева, 1980; Жузе, Мухина, 1980), гурием (Тектоника..., 1985). Это наиболее показательный пример, но и в стратиграфии вышележащих отложений разреза есть немало поразительных расхождений.

Наннопланктон — единственная сейчас зональная группа ископаемых в черноморских глубоководных осадках. Планирующееся и пока не завершенное повторное изучение наннопланктона (всего около 1200 обр.) из скважин дна Черного моря, возможно, приведет к определению в них отдельных достоверных реперов, к более надежной стратификации и корреляции разрезов. Цель же предлагаемой статьи гораздо уже: обобщить предварительные данные по распределению наннопланктона в скв. 380/380-А и обозначить стратиграфические проблемы, возникающие при его изучении.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НАННОПЛАНКТОНА ПО РАЗРЕЗУ СКВАЖИНЫ

Наннопланктон из глубоководных осадков Черного моря известен относительно давно. Д. Бакри (Bukry, 1974) в 12-метровом интервале, вскрытом колонками в рейсе "Атлантис-II", выделил три подразделения по наннофлоре: 1) поздний голоцен с многочисленными Emiliania huxleyi и заметно более редкими Braarudosphaera bigelowi, Syracosphaera mediterranea, S. pirus и др. (верхние 3 м); 2) осадки, содержащие смесь голоценовых и переотложенных (меловых и эоценовых) форм; 3) осадки только с переотложенными кокколитами.

С. Персивал (Percival, 1978), проводивший бортовое изучение наннопланктона в черноморской части рейса 42, обнаружил подразделение 1 Бакри лишь в самом верхнем образце скв. 379 (обр. 1 CC). Подразделение 2 не было найдено ни в одной скважине; большинство изученных образцов содержали комплекс подразделения 3. С. Персивал установил два типа автохтонной наннофлоры: с Gephyrocapsa caribbeanica и с Braarudosphaera bigelowi, указывая, что вместе с G. caribbeanica могут присутствовать и другие автохтонные виды, но наннофлора с Br. bigelowi всегда монотиповая. G. caribbeanica найдена Персивалем в кернах 1—11 скв. 379 и в кернах 1—10 скв. 380. Br. bigelowi встречена во всех трех скважинах; в сводном разрезе скв. 380/380-А выделено два охарактеризованных этим видом уровня: в скв. 380 в нескольких образцах из керна 36, а в скв. 380-А — в кернах 55—57.

Позднее С.И. Шуменко и М.Г. Ушакова (1980а,б) обнаружили разнообразный плейстоценовый комплекс с частыми Emiliania huxleyi и другими средиземноморскими видами в основании скв. 380 (обр. 39—5, 138—140).

В нашем распоряжении было более 500 образцов из разреза скв. 380/380-А (в среднем образцы отобраны через 2 м). Более или менее постоянно наннопланктон встречается в верхней части разреза (скв. 380 и керны 1—14 скв. 380-А); в нижней части (от керна 15 и ниже в скв. 380-А) наннопланктон обнаружен только на одном уровне (керны 54—58).

Есть две причины, осложняющие видовое определение наннопланктона в верхней части разреза. Во-первых, это преимущественно очень мелкие размеры кокколитов (особенность четвертичной наннофлоры вообще): эмилиании, гефирокапсы, умбиликосферы. Во-вторых, исключительная редкость кокколитов в большинстве образцов: даже после обогащения осадка поиск кокколитов под микроскопом (световом, не говоря уже об электронном) очень трудоемок.

В интервале от основания керна 1 (обр. 1—5, 10—20) до керна 10 включительно скв. 380 (мощность около 95 м) на целой серии уровней встречены многочисленные экземпляры G. caribbeanica, а между ними — только единичные их находки. Кроме того, в отдельных образцах определены единичные очень мелкие Gephyrocapsa sp. и Calcidiscus aff. leptoporus; в обр. 2—2, 10—13 — Braarudosphaera bi-

gelowi. Ниже, в кернах 11—14 (мощность около 35 м), встречены единичные G. caribbeanica. Далее, в кернах 15—19 скв. 380 (мощность 45 м), автохтонный наннопланктон не установлен. Керны 20—40 скв. 380 (мощность около 200 м) охарактеризованы единичными Gephyrocapsa cf. caribbeanica, G. sp., Helicosphaera carteri. В кернах 35—40 встречены отдельные экземпляры Braarudosphaera bigelowi.

Не удалось повторить находки разнообразной наннофлоры, сделанной С.И. Шуменко и М.Г. Ушаковой (1980а,б) в керне 39, поскольку нужный образец (39—5, 138—140) был ими целиком использован при изучении. По данным С.И. Шуменко и М.Г. Ушаковой, комплекс наннопланктона состоит из Emiliania huxleyi, Calcidiscus leptoporus, Gephyrocapsa oceanica, G. caribbeanica, Umbilicosphaera mirabilis, U. irregularis, Scapholithus sp., Rhabdosphaera clavigera. Тщательное изучение образцов выше (39—5, 0—12) и ниже (40—1, 66—82) этого уровня, а также образцов кернов 1—6 скв. 380-А, которые заведомо перекрывают керн 39 скв. 380, показало присутствие там только обычного для рассматриваемого интервала набора видов: Gephyrocapsa cf. caribbeanica, G. sp., Helicosphaera carteri.

В скв. 380-А единичные Gephyrocapsa sp. и Helicosphaera carteri прослежены в кернах 1—11 (мощность с учетом частичного перекрытия скв. 380 и 380-А около 60 м). В обр. 11—1, 110—113 присутствие Gephyrocapsa sp. (мельчайшие формы) подтверждено электронно-микроскопическими исследованиями, а ниже оно может довольно уверенно предполагаться для кернов 12—14 (мощность около 20 м).

В кернах 15—25 скв. 380-А (мощность 100 м) присутствуют единичные (иногда всего 1—2 экз. на препарат) мельчайшие кокколиты двух—четырех морфологических разновидностей. Их видовая принадлежность нами пока не определена; следовательно, неясно — автохтонные это формы или переотложенные из более древних осадков (в позднем эоцене довольно много мелких кокколитов, в световом микроскопе сходных в первом приближении с четвертичными формами). Ниже керна 25 скв. 380-А кокколиты таких морфологических типов, безусловно, отсутствуют, но это еще не прямое доказательство их автохтонности.

Наконец, в самой нижней части разреза скв. 380-А, в кернах 26—80 (мощность около 500 м), автохтонный наннопланктон есть только в одном узком интервале, установленном еще С. Персивалем (Percival, 1978). Это монотиповая наннофлора с Braarudosphaera bigelowi; в отдельных образцах вид присутствует в массе. С. Персивал обнаружил Br. bigelowi в кернах 55—57, сразу же выше обломочно-строматолитового прослоя неясного до сих пор генезиса. Нашими исследованиями многочисленные Br. bigelowi установлены и в керне 58, т.е. и в верхней части прослоя.

ВАРИАНТЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РАЗРЕЗА

Изучение наннопланктона, как и других групп ископаемых, известных из глубоководных отложений Черного моря, должно было бы в принципе решить задачи корреляции подразделений, выделенных в скважинах, с общей шкалой кайнозоя и с региональной шкалой кайнозоя Понто-Каспия.

Верхняя часть разреза (скв. 380 и керны 1—14 скв. 380-А). Из немногочисленных видов наннопланктона, известных отсюда, для корреляции с подразделениями общей зональной шкалы кайнозоя можно использовать Emiliania huxleyi и отдельные гефирокапсы. Коротко определим особенности стратиграфического распространения этих форм в разрезах Средиземноморья и океанов.

Появление Emiliania huxleyi используется во всех зональных схемах по наннопланктону (основание одноименной зоны). Возраст этого события определяется в 275 тыс. лет (Berggren et al., 1980), подошвы акме-зоны Emiliania huxleyi — в 7 тыс. лет (Gartner, 1977).

Гефирокапсы тоже широко применяются в четвертичной биостратиграфии по наннопланктону. Есть разные точки зрения на объем, а отсюда и на число

видов гефирокапс (Gartner, 1977; Samtleben, 1980; Rio, 1982). Большинство исследователей выделяют сейчас три реально различимые группы внутри этого рода: мелкие Gephyrocapsa, G. caribbeanica, G. oceanica s.l.

Мелкие Gephyrocapsa в средиземноморских разрезах впервые встречаются вблизи уровня появления Pseudoemiliania lacunosa. Последний датируется в 3,5 млн лет (Rio et al., 1984) и соответствует границе табианий-пьяченца (нижнего—верхнего плиоцена).

В последние годы название Gephyrocapsa caribbeanica стало собирательным для ряда переходных форм и вариаций видов G. caribbeanica, G. margereli, G. muellerae, что затрудняет использование уровня появления G. caribbeanica в биостратиграфических исследованиях.

Появление вида Gephyrocapsa oceanica s.l. — основное биостратиграфическое событие для определения плиоцен-четвертичной границы в океанах и Средиземноморье. Оно фиксируется непосредственно над верхней границей эпизода Олдувей (Колалонго и др., 1984). Возраст этого события в разрезах Средиземноморья оценивается в 1,62 млн лет (Rio et al., 1984).

Если основываться на этой информации, то корреляция подразделений скв. 380 и 380-А с подразделениями общей шкалы по наннопланктону приводит к следующим выводам: уровень керна 39 скв. 380, где С.И. Шуменко и М.Г. Ушакова обнаружили наннофлору с Emiliania huxleyi, определяется не древнее зоны Emiliania huxleyi (т.е. не древнее 275 тыс. лет); уровень керна 11 скв. 380-А, где обнаружены достоверные мелкие гефирокапсы, — не древнее верхнего плиоцена.

Корреляция верхней части разреза скважины с четвертичными подразделениями побережья Черного моря — отдельная задача. Здесь тоже есть немало проблем.

В четвертичной истории Черного моря уже давно установлены периоды бесспорного вторжения средиземноморских вод. В береговых разрезах они фиксируются в виде не менее пяти горизонтов отложений со средиземноморской фауной моллюсков. По П.В. Федорову (1978 и др.), это эпичауда, палеоузунлар, узунлар, карангат, черноморий. Есть несколько иные варианты схемы, но пока для нас важно только количество средиземноморских трансгрессий (не менее пяти). Сложность корреляции глубоководных и террасовых отложений очевидна. Осадки со средиземноморской фауной моллюсков в береговых разрезах отвечают только максимуму (или максимумам) трансгрессии. Корреляция сводится к доказательству принадлежности осадков к одной и той же трансгрессии, но не их синхронности; стратиграфический объем эпичауды, палеоузунлара и пр. в береговых разрезах заведомо меньше, чем в акватории. Аналогичным образом регрессивные периоды, выраженные отступлением береговой линии, сами по себе не доказывают прекращения водообмена основной акватории Черного моря со Средиземным и, следовательно, исчезновения из нее наннопланктона.

Вряд ли реальны и попытки установить в осадках открытой акватории Черного моря всю дробную последовательность подразделений береговых разрезов. Крупные этапы эволюции бассейна так или иначе фиксировались в осадках всей акватории и прилегающих участков суши, но развитие мелководных и глубоководных частей бассейна имело свои особенности. Важнейшие факторы, контролирующие в прибрежных участках смену фаунистических и флористических комплексов (опресняющее влияние рек, перемещение береговой линии и пр.), в глубоководных частях акватории уже не были определяющими. А также явления, как второстепенные пульсации притока средиземноморских вод, не могли проявляться в более мелководных частях моря.

Наиболее надежный путь к корреляции глубоководных осадков Черного моря и береговых разрезов — поиск в последних уровней с наннопланктоном. С этой целью Л.А. Головина и Н.Г. Музылёв изучили около 200 образцов из 25 чаудинских-карангатских местонахождений Кавказского и Крымского побережий (сборы А.Л. Чепалыги). Достоверно автохтонный наннопланктон обна-

ружен пока лишь в верхнем карангате (террасы в устьях рек Агой и Гумиста): единичные Gephyrocapsa sp., Braarudosphaera bigelowi, Calcidiscus aff. leptoporus. Поиск уровней с наннопланктоном в отложениях четвертичных террас еще более трудоемок, чем в глубоководных осадках (4 образца с наннопланктоном из 200). Находка в настоящее время наннопланктона только в карангате не исключает, конечно, его присутствия в других "средиземноморских" террасах Черного моря, однако резко сужает возможности установления возраста глубоководных осадков путем их прямой корреляции с береговыми разрезами по наннопланктону.

Можно подойти к задаче корреляции по-иному. Исходя из минимум пяти инвазий средиземноморских вод в черноморский бассейн, допустим, что в глубоководных осадках они проявятся соответствующим количеством достаточно четких горизонтов с наннопланктоном. Тогда возраст каждого из них будет получен простым подсчетом сверху (от фиксированного уровня черноморской трансгрессии).

Естественно, что нет никаких сложностей в идентификации отложений последней черноморской трансгрессии, начавшейся 8—9 тыс. л.н. Это верхний слой донных осадков с породообразующими Emiliania huxleyi, описанный впервые Д. Бакри (его подразделение 1) и вскрытый в пределах акватории на многих станциях. В скв. 380/380-А он отсутствует: верхний слабоконсолидированный слой осадков, как правило, не сохраняется в керне.

Следующий четко выделяющийся интервал с многочисленным наннопланктоном — основание керна 1 — керн 10 скв. 380, где присутствуют Gephyrocapsa caribbeanica, массовые в отдельных образцах, и спорадичные Gephyrocapsa sp., Braarudosphaera bigelowi, Calcidiscus aff. leptoporus. С высокой степенью вероятности его можно датировать карангатом, учитывая, что стратиграфический объем "глубоководного" карангата безусловно больше "террасового". Это следует и из положения горизонта непосредственно под черноморием и из комплекса найденного в нем наннопланктона, почти идентичного ассоциации, определенной нами в карангатских отложениях наземных разрезов.

Третья, и последняя, "вспышка" наннопланктона приурочена, по данным С.И. Шуменко и М.Г. Ушаковой (1980,а,б), к керну 39 скв. 380. Исходя из принятых представлений о корреляции четвертичных подразделений Черного моря и Средиземноморья (Федоров, 1978; и др.), находки Emiliania huxley в базальном горизонте скв. 380 определяют его возраст как узунларский или в крайнем случае как палеоузунларский.

Таким образом, из минимум пяти возможных горизонтов с наннопланктоном в осадках, вскрытых донными трубками и верхней частью скважины, фиксируются только три.

Причем карангатские осадки и предполагаемый узунларский — палеоузунларский уровень с наннопланктоном не разделены четким "немым" промежутком. Наннопланктон не обнаружен в одном относительно узком интервале (керны 15—19), а в остальных случаях он присутствует, но в очень незначительных количествах (и нет оснований считать его переотложенным). Этот факт приводит к довольно определенному выводу: в течение значительной части докарангатского регрессивного периода слабый водообмен между Средиземным и Черным морем не прекращался.

Изучение диатомей из верхней части скв. 380/380-А (см. рис. 2) приводит к таким же примерно результатам, хотя есть и расхождения в интерпретации некоторых горизонтов разреза по наннопланктону и диатомеям.

Первоначально в верхней части скв. 380/380-А (Jouse, Mukhina, 1978; Shrader, 1978) была выделена последовательность из пяти диатомовых комплексов, которые, по А. Жузе и В.В. Мухиной, включают: 1) пресноводно-солоноводный (новый эвксин); 2) морской (карангат); 3) пресноводно-солоноводный (узунлар); 4) морской солоноводный (древний эвксин); 5) пресноводно-солоноводный (чауда).

Таким образом, по диатомеям в скважине фиксируются тоже два горизонта, отвечающих морским трансгрессиям и приблизительно совпадающих с такими горизонтами, установленными по наннопланктону. В разделяющих их интервалах (новый эвксин и узунлар) морские элементы присутствуют практически постоянно (но в незначительных количествах); значит, распределение диатомей по разрезу не противоречит выводу о почти непрерывной связи Черного и Средиземного морей.

Ниже самого древнего горизонта с морскими диатомеями в разрезе залегает 250-метровая толща, где диатомеи (пресноводно-солоноводные) найдены в очень узком прослое (керн 17); сопоставление всей толщи с чаудой совершенно условно.

В дальнейшем (Жузе, Мухина, 1980) эта последовательность была детализирована и унифицирована (по крайней мере, по числу подразделений и их названиям) с четвертичной схемой побережья (см. рис. 2). Но переходы между подразделениями еще более расплывчаты и высокая детальность, в сущности, оказывается немотивированной. Например, новый трансгрессивный интервал (узунлар — древний эвксин II) по диатомеям выражен очень слабо; неясно, отражает ли он самостоятельную трансгрессию или фазу карангатской, которая из-за своей незначительности могла не проявиться в береговых разрезах. И в том и другом случае совершенно необъяснимо отсутствие в большей части этого интервала достоверно автохтонного наннопланктона, хотя он есть и в выше- и нижележащих отложениях.

Фиксация в осадках, вскрытых донными трубками и верхней частью скв. 380/380-А, только трех горизонтов с наннопланктоном, отражающих средиземноморские трансгрессии, может объясняться несколькими причинами или их сочетаниями.

1. Скважина прошла неполную серию осадков. Уже говорилось, что нарушение нормальной последовательности в верхней части разреза возможно в двух интервалах: пачки I и III.

2. Не все средиземноморские трансгрессии приводили к проникновению наннопланктона в Черное море. Миграция средиземноморских моллюсков в черноморский бассейн еще не доказывает, что условия последнего приблизились к уровню, необходимому для существования наннопланктона.

3. Горизонты с наннопланктоном были пропущены из-за недостаточно детального отбора образцов. Это наименее вероятная причина, но пример с уникальной находкой уровня со средиземноморским наннопланктоном С.И. Шуменко и М.Г. Ушаковой показывает, что полностью она не исключается.

Нижняя часть разреза (керны 15—80 скв. 380-А). Это самый трудный для стратификации интервал. Его верхние 150 м по диатомеям, спорам и пыльце условно относят к чауде; основание коррелирует с сарматом—гурием (Jouse, Mukhina, 1978; Koreneva, Kartashova, 1978; Жузе, Мухина, 1980; Тектоника..., 1985).

Наннопланктон обнаружен только в одном горизонте (керны 55—58). Стратиграфического значения монотиповая наннофлора с Braarudosphaera bigelowi (юра—ныне) не имеет, но она определяет условия палеобассейна как морские, слабоопресненные.

Значительная часть интервала (керны 32—59; общая мощность около 250 м) прекрасно охарактеризована диатомеями, но зональные формы среди них отсутствуют. Корреляция комплексов диатомей с региональной шкалой Понто-Каспия сдерживается тем, что для неогена последнего до сих пор не установлена стандартная последовательность диатомовых комплексов, хотя самые общие закономерности развития диатомовой флоры известны. Таким образом, детальная последовательность ассоциаций диатомей в кернах 32—59 как бы "повисает в воздухе"; этим в основном объясняется сложность ее возрастной интерпретации. Тем не менее в разрезе намечается один очень важный корреляционный

репер по диатомеям. В последовательности диатомовых комплексов сверху вниз прослеживаются закономерные и направленные изменения от пресноводной озерной ассоциации через ряд промежуточных стадий к безусловно морской. Это четко выраженная направленность изменений и значительная мощность интервала, в котором они прослеживаются, позволяют видеть в смене пресноводно-озерных условий на морские не частный эпизод геологического развития прибосфорского региона, а отражение общей эволюции черноморского бассейна.

Тогда уровень перехода от отложений с пресноводными слабосолоноватоводными диатомеями и без наннопланктона к осадкам с наннопланктоном и морскими солоноватоводными диатомеями, прослеживающийся в керне 55, приобретает значение надежного репера для корреляции глубоководных осадков и наземных разрезов. Корреляция же сводится к поиску в наземных разрезах уровней, отвечающих аналогичным существенным перестройкам в палеогеографии неогенового Восточного Паратетиса, и ограничивается только двумя вариантами.

Первый вариант — уровень в нижней части понта, где происходит смена пресноводно-солоноватоводных условий на морские солоноватоводные и который особенно хорошо фиксируется по диатомеям и наннопланктону. В нижней части понта автохтонный наннопланктон установлен, в частности, Л.А. Головиной и Н.Г. Музылевым (разрезы у мыса Железный Рог и у г. Одессы). Этот вариант противоречит результатам исследований, целиком построенных на данных сейсморазведочных работ методом общей глубинной точки: горизонт строматолитовых брекчий (керны 56—59 скв. 380-А) коррелирует с подошвой гурия или несколько более древними отложениями (Тектоника..., 1985).

В виде рабочей гипотезы можно предположить другой вариант корреляции. В неогеновой истории Понто-Каспия, помимо понтическо-мэотического, известен еще только один период, характеризующийся отчетливой сменой опресненных условий осадконакопления на морские, — апшеронско-акчагыльский и только один период формирования морских диатомов — акчагыльский.

Преобладающая часть специалистов считают, что акчагыльский и куяльницкий бассейны развивались практически независимо. Есть и менее распространенная точка зрения, что акчагыльские и куяльницкие отложения представляют собой соответственно морские и солоноватоводно-пресноводные фации единого бассейна. Серьезным доводом против такого предположения может быть видовой состав морского комплекса диатомей скважины. Однако почти все виды, обнаруженные здесь, известны в акчагыле и более молодых отложениях Понто-Каспия, а "характерный" вид Rhamphoneis meotica комплекса скв. 380 является одновременно и характерным видом акчагыла (Диатомовые водоросли СССР, 1974).

Наконец, несколько слов о самом нижнем интервале скважины под горизонтом строматолитовых брекчий (керны 60—80). Это почти немая толща: очень бедный и специфический комплекс солоновато-морских диатомей (в верхней части), столь же бедная ассоциация эвригалинных бентосных фораминифер, полное отсутствие автохтонного наннопланктона. По диатомеям она отнесена к сармату. Не отрицая возможность такой корреляции, подчеркнем, что она основывается лишь на родовом сходстве и одинаковой степени обедненности комплексов диатомей нижнего интервала скв. 380-А и верхнего сармата Тамани. Однако диатомеи более древние, чем сарматские (сакараул-конкские), на территории СССР детально не изучались; условность сопоставления видна уже из этого. Таким образом, вариант, при котором самая нижняя часть разреза представляет собой поднятый блок пород значительно более древних, чем сарматские, вполне равноправен.

Изучение наннопланктона из глубоководных отложений Черного моря не закончено; мы рассмотрели лишь предварительные результаты по одной скважине — 380/380-А.

Относительно полно наннопланктоном охарактеризована верхняя (четвертичная) часть разреза общей мощностью около 450 м. Можно выделить интервал с довольно разнообразным комплексом, датируемый карангатом. По литературным данным (Шуменко, Ушакова, 1980а,б) выделяется интервал (точнее, уровень) узунларского или палеоузунларского возраста. Существенно, что в регрессивный период (между карангатом и узунларом — палеоузунларом) слабый водообмен со Средиземным морем сохранялся почти постоянно.

В нижней части разреза общей мощностью 600 м по наннопланктону и диатомеям выделяется четкий экологический репер (смена солоноватоводных условий морскими), располагающийся над строматолитово-обломочным прослоем и пригодный для корреляции с наземными разрезами. Альтернативными вариантами такой корреляции будут: 1) граница среднего и нижнего понта и 2) граница акчагыла и апшерона.

Наннопланктон по разрезу скважины распространен гораздо шире, чем считалось до сих пор. Но его распределение неравномерно; и очевидно, что один он не обеспечит решения всех биостратиграфических проблем. Лишь сочетание биостратиграфических и физических (прежде всего сейсмостратиграфических) методов изучения и, самое главное, здравая оценка возможностей каждого из них приведут к созданию надежной хронологической основы геологической истории Черного моря.

ЛИТЕРАТУРА

Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. 202 с.

Диатомовые водоросли СССР. Л.: Наука, 1974. Т. 1. 403 с.

Жузе А.П., Коренева Е.В., Мухина В.В. Палеогеография Черного моря по данным изучения диатомей и спорово-пыльцевого анализа глубоководных отложений // Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. С. 77—86.

Жузе А.П., Мухина В.В. Стратиграфия верхнекайнозойских отложений по диатомеям // Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. С. 52—65.

Колалонго М.Л., Пасини Д., Раффи И. и др. Биохронология морского плиоцена и нижнего плейстоцена Италии // 27 МГК. Докл. Т. 3. Секция С. 03. Четвертичная геология и геоморфология. М., 1984. С. 49—57.

Коренева Е.В. Палинологические исследования позднекайнозойских отложений // Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. С. 65—71.

Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 310. 164 с.

Шуменко С.И., Ушакова М.Г. О наннопланктоне из керна глубоководного бурения "Гломар Челленджер" в Черном море // Докл. АН СССР. 1980а. Т. 251, N 1. С. 312—315.

Шуменко С.И., Ушакова М.Г. Известковые наннофоссилии в кернах глубоководного бурения // Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980б. С. 71—73.

Berggren W.A., Buckle L.H., Cita M.B. et al. Towards a Quaternary time scale // Quatern. Res. 1980. Vol. 13. P. 277—302.

Bukry D. Coccoliths as paleosalinity indicators — evidence from Black Sea //The Black Sea: geology, chemistry and biology. Tulsa, 1974. P. 353—363.

Carther S. Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // Mar. Micropaleontol. 1977. Vol. 2. P. 1—25.

Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (US): Gov. Print. Off., 1978. Vol. 42, pt. 2. 1244 p.

Jouse A.P., Mukhina V.V. Diatom units and the paleogeography of the Black Sea in the Late Cenozoic (DSDP, LEG 42 B) // Init. Rep. DSDP. 1978. Vol. 42, pt. 2. P. 903—950.

Koreneva E.V., Kartashova G.G. Palynological study of samples from holes 379 A, 380 A, LEG 42 B // Ibid. P. 951—992.

Percival S.F. (Jr.). Indigenous and reworked coccoliths from the Black Sea // Ibid. P. 773—781.

Rio D. The fossil distribution of coccolithophore Genus Gephyrocapsa Kamptner and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems // Ibid. 1982. Vol. 68. P. 325—343.

Rio D., Sprovieri R., Raffi I. Calcareous plancton biostratigraphy and biochronology of the Pliocene — Lower Pleistocene succession of the Capo Rossello area, Sicily // Mar. Micropaleontol. 1984. Vol. 9. P. 135—180.

Samtleben C. Die Evolution der Coccolithophoriden — Gattung Gephyrocapsa nach befunden in Atlantik // Paläontol. Ztschr. 1980. Bd. 54, N 1/2. S. 91—127.

Schrader H.-J. Quaternary through neogene history of the Black Sea deduced from the paleoecology of diatoms, silicoflagellates, evridians and chrysomonads // Init. DSDP. 1978. Vol. 42, pt. 2. P. 789—903.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 56 1987

УДК 551.791 (924.83)

Л.Т. ШЕВЫРЕВ, Л.И. АЛЕКСЕЕВА, Е.А. СПИРИДОНОВА, С.В. ТИХОМИРОВ,
Х.А. АРСЛАНОВ, Н.А. ГЕЙ, Г.А. АНЦИФЕРОВА

ОПЫТ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЛАЧСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

В работе приводятся итоги более чем 10-летнего изучения разрезов позднего плейстоцена и голоцена Среднего Дона в пределах Шкурлатовского страторайона. Последний занимает площадь около 2 тыс. км^2 на левобережье Дона между с. Духовое на севере и р. Гнилуша на юге, г. Павловском на западе и селами Покровка и Михайловка на востоке. В геоморфологическом отношении он целиком относится к Калачскому району (Раскатов, 1969). Сложные соотношения изученных разрезов, их разобщенность, большое влияние тектонического фактора на облик и гипсометрическое положение террас при плохой обнаженности части района потребовали для восстановления геологической истории и палеогеографических условий позднего плейстоцена и голоцена привлечения широкого комплекса палеонтологических и геологических методов. Задача облегчалась высокой насыщенностью органическими остатками многих толщ, возможностями изучения реальных конфигураций геологических тел в действующих карьерах, и прежде всего в Павловском.

Детальное геологическое картирование (рис. 1) позволило установить резкие отличия четвертичных толщ на лево- и правобережье г. Гаврило (рис. 2). Эти различия, сформировавшиеся в течение длительного времени, не были известны из-за сходства геоморфологического облика обоих бортов долины. Пойма р. Гаврило вложена в широкую, высоко на одном уровне (50—70 м) расположенную над урезом р. Дон поверхность, относимую ранее к IV надпойменной террасе (Грищенко, 1968). В действительности под этой единой поверхностью залегают разновозрастные геологические тела, что хорошо видно в бортах Павловского карьера. Юго-западный склон долины г. Гаврило до высоты 17 м над поймой реки сложен белыми песками с горизонтальной слоистостью буйловских слоев среднего валдая. Эти пески установлены здесь на размытой поверхности шкурлатовских (микулинских—ранневалдайских) отложений, полого погружающейся к северу. Буйловские отложения уходят под пойму реки, залегая непосредственно на цоколе — туронском писчем меле. Таким образом, субстратом различных геоморфологических уровней — высокой террасы и поймы — является одно и то же геологическое тело — буйловские пески. Подобный важный факт ранее не отмечался в регионе.

На правом берегу р. Гаврило аналогичная терраса в обнажении Гранитное имеет другой разрез. Здесь под мощным слоем кирпичных суглинков, в низах, содержащих прослои валунно-галечникового материала, залегают косослоистые пески неогена. Наклон косых слойков, как правило, на север противоположен современному течению Дона. Совпадение относительных превышений право- и левобережной высоких террас при полной несхожести их разрезов и возраста слагающих тел служит дополнительным аргументом в пользу осторожного

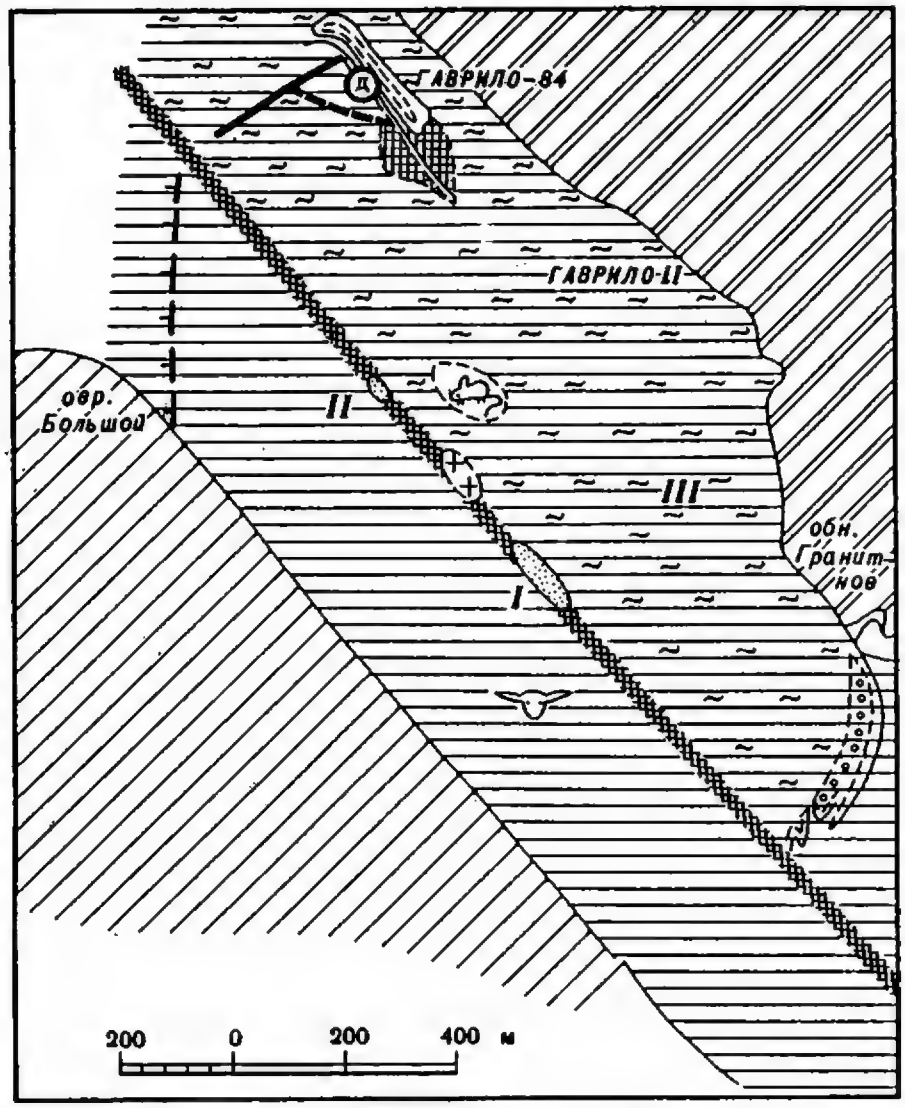


Рис. 1. Картосхема четвертичных отложений долины р. Гаврило в районе Павловского гранитного карьера

1—3 — пойменные отложения: *1* — глины; *2* — суглинки, *3* — пески; *4* — прибрежная фация Гаврильского озера; *5—7* — голоценовые врезы, выполненные отложениями елизаветовских (*5*), преображенских (*6*) и осерединских (*7*) слоев; *8—9* — высокая терраса с относительными превышениями 50—70 м над урезом Дона, сложенная в верхней части буйловскими слоями (*8*), неогеновыми (?) косослоистыми песками (9); *10* — тектоническое нарушение, граница блоков с различными типами разрезов позднего плейстоцена и голоцена под пойменными отложениями р. Гаврило; *11* — граница, западнее которой шкурлатовские слои отсутствуют и буйловские пески ложатся на туронский мел; *12* — место залегания шкурлатовских слоев на гранитах протерозоя (погребенный речной порог); *13* — находки крупных млекопитающих шкурлатовского комплекса; *14* — то же, мелких млекопитающих. Местоположение разрезов: *I* — Шкурлат I, *II* — Шкурлат II, *III* — Шкурлат III

подхода при использовании геоморфологического критерия датирования четвертичных толщ.

Еще более сложно соотношение геологических тел позднего плейстоцена и голоцена под пойменными отложениями р. Гаврило, мощность которых колеблется от 1 до 5—6 м. Здесь уверенно выделяются два тектонических блока — юго-западный и северо-восточный, примерно равные по площади (см. рис. 1). Общими для разрезов обеих частей долины являются наиболее древние образования духовских слоев московского возраста, сохранившиеся в переуглублениях вдоль оси карьера (см. рис. 2), и шкурлатовских слоев. Литологический состав последних аналогичен в пределах поперечного сечения долины г. Гаврило, но мощности резко отличны: в северо-восточном блоке сохранился лишь нижний, сложенный наиболее грубозернистым материалом интервал разреза. Мощность шкурлатовских отложений здесь сокращена в 2—3 раза. Северо-восточный блок

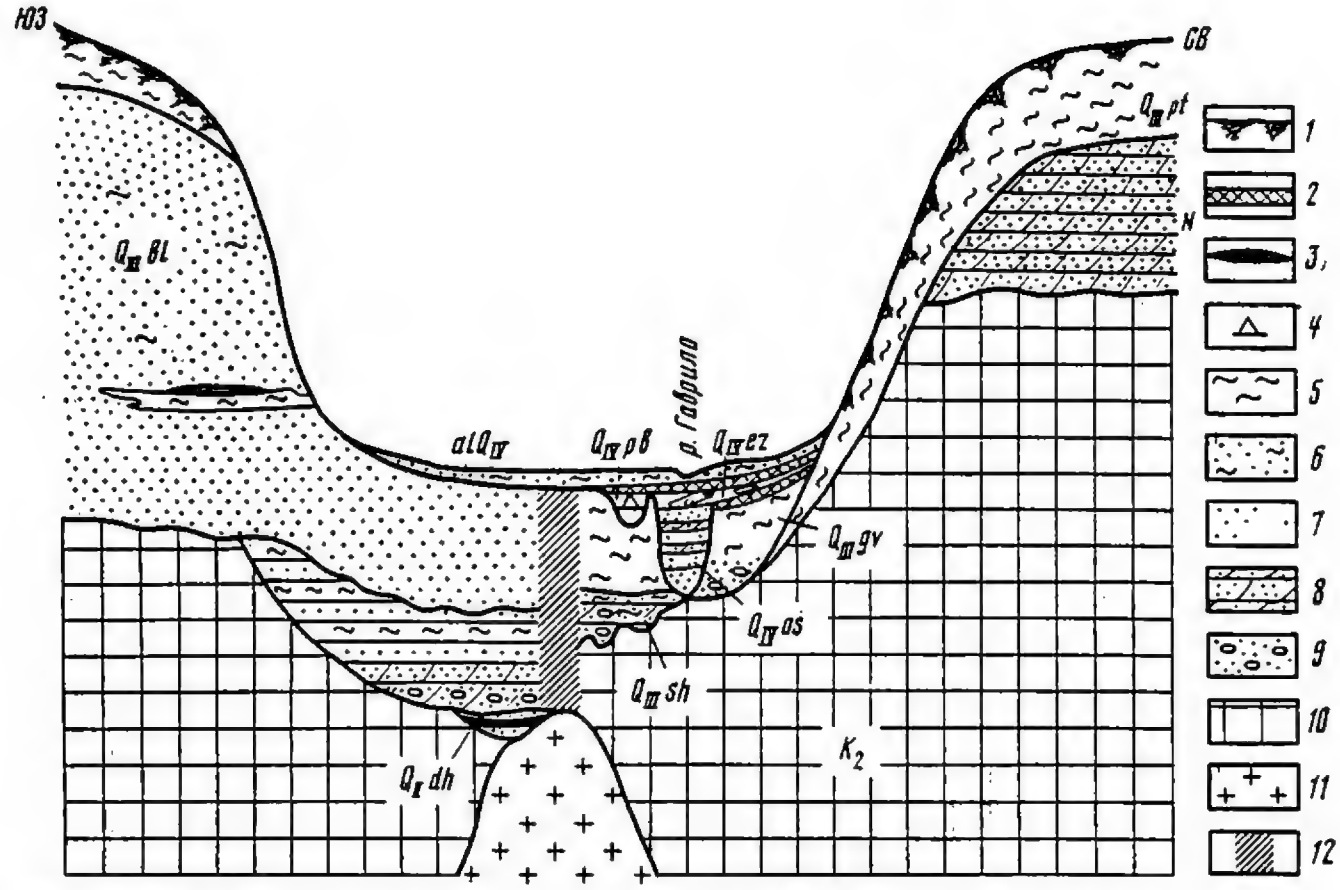


Рис. 2. Принципиальная схема взаимоотношений отложений позднего плейстоцена и голоцена

1 — почвенно-растительный слой; *2* — погребенная почва, венчающая преображенские и елизаветовские слои; *3* — прослои торфа; *4* — диатомовые алевриты; *5* — глины; *6* — глины песчанистые; *7* — пески горизонтально-слоистые; *8* — пески косослоистые; *9* — гравий и галька; *10* — писчий мел; *11* — граниты; *12* — тектоническое нарушение. Индексы: alQ_{IV} — современный аллювий; слои голоцена: $Q_{IV}ez$ — елизаветовские, $Q_{IV}pb$ — преображенские, $Q_{IV}os$ — осерединские; слои верхнего плейстоцена: $Q_{III}gv$ — гаврильские, $Q_{III}pt$ — петровские, $Q_{III}bl$ — буйловские, $Q_{III}sh$ — шкурлатовские; $Q_{II}dh$ — духовские слои среднего плейстоцена; N — косослоистая песчаная толща неогена в обнажении Гранитное; K_2 — туронский писчий мел

от юго-западного отличается и тем, что только в его пределах установлены три генерации врезов, выполненные осерединскими, преображенскими и елизаветовскими слоями голоцена. Эти врезы локализованы в пределах поля развития гаврильских слоев верхнего плейстоцена, также отсутствующих на юго-западе. Важная особенность максимального (осерединского) вреза свидетельствует о колебательных тектонических движениях равных амплитуд конца валдая: гипсометрическое положение подошвы осерединских и гаврильских слоев совпадает.

На северном участке карьера вблизи смотровой площадки обнажен вертикальный тектонический контакт, вдоль которого причленяются друг к другу пески буйловских слоев и гаврильские суглинки, венчаемые интенсивно гумусированным горизонтом. Контакт выражен очень четко. По кинематическому типу это сброс с вертикальной плоскостью сместителя и простиранием СЗ 340°. Северо-восточный блок приподнят относительно юго-западного на 8—12 м. В наблюдаемый контакт отложения буйловских и гаврильских слоев приведены, судя по радиоуглеродным датировкам, в интервале 2,8—4,0 тыс. л.н., т.е. после накопления погребенной почвы (3970±160 л.н.) и до накопления пойменных отложений и современного чернозема (2840±170 л.н.).

Приведем описание новых стратиграфических подразделений Среднего Дона, выделяемых в ранге слоев. Каждое подразделение имеет четкие подошву и кровлю и отличимо по литологическому составу от перекрывающих и подстилающих четвертичных образований. Все слои характеризуются палеонтологическими данными, большинство обеспечено радиоуглеродными датировками. Кроме того, получены новые важные материалы для выделенных ранее (Шевырев и др., 1985) шкурлатовских и гаврильских слоев.

Духовские слои московского возраста названы по с. Духовое (на левобережье Дона близ р. Икорец). Стратотипом является нижняя, существенно глинистая часть разреза III надпойменной террасы (Грищенко, 1976), содержащая прослой торфа. Подошвой слоев служат грубозернистые пески, вероятно донские, кровлей — мелкозернистые пески с горизонтальной слоистостью, описанные М.Н. Грищенко как эоловые. Аналогами слоев в Павловском карьере являются пески и глины низов разреза Шкурлат-II, содержащие два прослоя торфа. Здесь, по данным спорово-пыльцевого анализа, выделяются два стадиала, разделенные межстадиалом (Шевырев и др., 1985). Наиболее древний стадиал характеризуется преобладанием пыльцы травянистых и кустарничковых растений, тогда как древесные составляют не более 20—30%. Последние в основном представлены березами, среди них велико участие кустарниковых форм и единично обнаружена пыльца Betula nana. Среди трав доминируют полыни, мезофильное разнотравье имеет подчиненное значение; чаще встречается пыльца астровых, цикориевых и гвоздичных. Споры зеленых мхов господствуют во всех спектрах обоих разрезов. В спорово-пыльцевых спектрах межстадиала возрастает в общем составе роль пыльцы древесных пород (до 60—70%), среди которых доминирует сосна. Важно отметить, что, помимо Pinus cf. sylvestris, постоянно, но единично встречается пыльца Pinus cf. sibirica, которая в более молодых отложениях отсутствует. Состав пыльцы травянистых растений довольно постоянен. Среди нее велико значение астровых, цикориевых, а также злаков и осок. Пыльца полыней и маревых составляет в спектрах не более 30%. Среди споровых господствуют зеленые мхи.

Спорово-пыльцевая характеристика верхнего стадиала иная. Здесь в составе трав господствуют осоки и злаки, тогда как содержание пыльцы полыней превышает 5—6%. По данным карпологического анализа торфа разреза Шкурлат-II, произведенного П.И. Дорофеевым, здесь определен большой список луговых трав, растений топяных болот, а также прибрежно-водных местообитаний.

Палинологическая характеристика, а также данные карпологического анализа бесспорно свидетельствуют об определенной древности флоры этого отрезка среднего плейстоцена. Это же косвенно подтверждают радиоуглеродные датировки, выполненные по торфу и погребенным почвам III надпойменной террасы (см. табл. 1), давшие запредельные значения.

Шкурлатовские слои микулинско-ранневалдайского возраста неоднократно описывались ранее (Шевырев и др., 1979, 1985), как и содержащиеся в нижней трети разреза остатки крупных и мелких млекопитающих шкурлатовского комплекса (Алексеева, Шевырев, 1980). С VI палинологической зоны начинается ранневалдайская часть слоев, почти неотличимая по литологическим признакам от микулинской части. Примерно от этого интервала кверху уменьшается содержание крупных фракций в песках, и в верхней трети разреза преобладает не косая, а субгоризонтальная слоистость. Венчает разрез шкурлатовских слоев пласт серой глины с редкими мелкими раковинами прудовиков мощностью около 1,5 м. В кровле шкурлатовских слоев фиксируется размыв. Сверху несогласно залегают пески буйловских слоев.

Палинологическая характеристика шкурлатовских слоев соответствует микулинскому межледниковью (Шевырев и др., 1985). На спорово-пыльцевой диаграмме нижнего интервала разреза Шкурлат-I выделяется пять палинологических зон. Характеристика всех зон межледниковья в данном районе имеет свои региональные отличия. По сравнению с более северными разрезами в климатическом оптимуме получили максимальное развитие разные по видовому составу маревые. В начале межледниковья и на завершающем этапе в общем составе спектров преобладает пыльца древесных пород, среди которой много дуба, а также липы и вяза. Особенность климатического оптимума микулинского межледниковья, свойственная степной зоне, является принципиально новой. Достоверность ее

подтверждена по ряду разрезов как в меридиональном, так и в широтном направлении.

Нижняя (микулинская) треть разреза шкурлатовских слоев содержит обширный комплекс фауны (Алексеева, Шевырев, 1980): Palaeoloxodon antiquus Falc. (поздняя высокопрогрессивная форма), Mammuthus primigenius Blum. (ранний тип), Bison priscus Boj., Coelodonta antiquitatis Blum., Panthera (Leo) spelaea (Gold.), Cervidae gen., Equus latipes Grom., мелкие млекопитающие — Arvicola cf. terrestris L., Ochotona sp., Microtus arvalis Pall., Eolagurus luteus Evers., Lagurus lagurus Pall., Allactaga jacutus Pall. (определения А.К. Марковой), Marmota bobac cf. palaeorossica (определение И.М. Громова). В разрезе Шкурлат-III отмыты дополнительно Citellus sp., Alactangulus acontion Pall., Microtus (Stenocraneus) gregalis Pall., M. oeconomus Pall. Здесь же собраны обширная по составу малакофауна и обильный карпологический материал (Шевырев и др., 1985).

Буйловские слои среднего валдая названы по с. Русская Буйловка. Они распространены на левобережье р. Гаврило в междуречье Дон—Гаврило. Подошва установлена в разрезе Шкурлат-I на отметке 2 м от поверхности поймы. Она полого погружается к северу, и в районе оврага Большой буйловские слои залегают не на шкурлатовских слоях, а на туронском писчем мелу. Представлены слои довольно монотонной песчаной толщей, обладающей горизонтальной слоистостью. В нижней части разреза встречены маломощные (до 0,8 м) прослои серой глины и горизонты бурого глинистого торфа с хорошо различимыми остатками растений (датировка 26 230±740 л.н.). Ранее отложения слоев описывались как калининский перигляциальный аллювий, перекрытый озерными глинами "верхнего костеносного горизонта" (Шевырев и др., 1979, рис. 4, с. 41). Ныне породы данного костеносного горизонта относятся нами к гаврильским слоям. Датирование по ^{14}C и палинологические исследования установили средневалдайский возраст буйловских песков.

Спорово-пыльцевая характеристика буйловских слоев оказалась достаточно сложной. Полученные спектры фиксируют только отдельные небольшие интервалы крупного средневалдайского мегаритма. По разрезу Шкурлат-II в слоях 12—16 (Шевырев и др., 1985) отмечается чередование спорово-пыльцевых комплексов с увеличением роли пыльцы травянистых и кустарничковых растений или древесных пород. В спорово-пыльцевых комплексах с господством пыльцы травянистых растений постоянно доминирует разнотравье, представленное астровыми, цикориевыми. Иногда велика роль полыней и маревых. В спектрах с преобладанием пыльцы древесных пород велика роль ели, сосны и березы. В виде единичных зерен отмечена пыльца дуба и лещины. Часто встречается пыльца астровых, цикориевых. Среди споровых преобладают зеленые мхи, определены споры лесных видов плаунов.

Подобное чередование комплексов, бесспорно, свидетельствует о смене лесных сообществ перигляциальной лесостепью и степью, где широкое развитие получили кустарничковые и травянистые группировки, образованные полынями и маревыми или разнотравными лугами. В настоящее время в Павловском карьере удалось изучить новый разрез "Овраг Большой" (см. рис. 1), где представлены отложения конечных этапов среднего валдая. Как уже упомянуто выше, в основании песчаной толщи обнаружен прослой торфа мощностью 0,2 м. В торфе прослеживаются спорово-пыльцевые спектры с господством пыльцы древесных пород, где велико участие ели, сосны и единично — широколиственных пород (липы, дуба). Пыльца травянистых растений составляет в общем составе не более 30%, чаще встречаются астровые, цикориевые, злаки.

Выше по разрезу в прослоях песков и глин значение пыльцы ели в спектрах уменьшается, возрастает участие сосны, березы а затем в общем составе начинают господствовать травы, тогда как пыльца древесных пород составляет не более 10—20%. Спорово-пыльцевые спектры с господством пыльцы травянистых

растений оказались неоднородны по составу. Сначала после исчезновения пыльцы древесных пород возрастает участие полыней, в меньшей степени маревых и мезофильного разнотравья (астровые, маревые, гвоздичные). Затем постепенно возрастает роль осок, злаков и мезофильного разнотравья, тогда как значение маревых, а потом и полыней сходит почти на нет. Подобная смена спектров прослеживается в конце средневалдайского мегаинтерстадиала и по более северным разрезам в пределах Верхнего Дона по палеолитическим стоянкам Костенковско-Борщевского района, а также всей Русской равнины (Гричук, 1972; Спиридонова, 1983). По-видимому, с этим периодом среднего валдая связано наиболее широкое распространение разных по составу лугов.

Петровские слои названы по с. Петровка, расположенному на левобережье р. Осереди в устье ее левого притока р. Данилы. Эти отложения характеризовались ранее М.Н. Грищенко (1968, с. 6) как "покровные суглинки, иногда лёссовидные, на морене Днепровского оледенения". Настоящими исследованиями установлено, что петровские слои могут быть отнесены к завершающим этапам среднего валдая и являются возрастным аналогом части делювиальных толщ, вмещающих палеолитические стоянки Костенок.

В карьере кирпичного завода на восточной окраине с. Петровка под современным черноземом вскрыта толща светло-коричневых суглинков видимой мощностью 6—8 м. Для в целом монотонной толщи характерны некоторое увеличение песчанистости по направлению к подошве и слабо выраженная горизонтальная слоистость. В хорошей горизонтальной расчистке наблюдались полигональные трещины усыхания с диаметром полигонов около 1 м. Эти древние трещины двух генераций заполнены песчаным материалом. В центральной части вскрытого разреза работниками карьера обнаружены кости мамонта позднего типа, которые по ^{14}C датированы в 23 240±210 и 23 550±240 л.н.

Гаврильские слои, названные по р. Гаврило, описывались ранее (Шевырев и др., 1985). В последнее время изучен новый разрез Гаврило-II, по которому получены дополнительные датировки органических остатков.

В северо-восточной стенке карьера обнаружены:

		Мощность, м
1.	Пойменный чернозем	0,5
2.	Алеврит серый и палевый с тонкой линзовидной и горизонтальной слоистостью	2,5
3.	Почва погребенная, бурая, внизу карбонатная (ранее описывалась как верхний подгоризонт погребенной почвы)	1,1
4.	Глина серая, карбонатная, с многочисленными кротовинами, без слоистости	0,4
	Гаврильские слои	
5.	Глина бурая, интенсивно гумусированная, с вертикально стоящими корнями растений, карбонатная. Ранее описывалась как нижний подгоризонт погребенной почвы	0,4
6.	Глина бурая, светлеющаяся кверху, с горизонтальной слоистостью, карбонатная. Карбонатность возрастает кверху начиная с середины слоя. В кровле порода белесая от насыщенности журавчиками. Множество вертикальных корней осоки	2,8
7.	Песок тонкозернистый, почти алеврит глинистый, с обильным растительным детритом, особенно в интервале 7,95—8,05 м (дата 13 560±200 л.н.)	0,4
8.	Песок тонкозернистый, почти алеврит светло-серый, с горизонтальной слоистостью, ожелезненный по вертикально стоящим стеблям осоки. Растительный детрит особенно обилен в интервале 9,2—9,3 м (дата 13 550±150 л.н.)	1,4
9.	Песок светло-серый, мелкозернистый, чередующийся с линзами глинистого песка	0,3
10.	Глина серая, илоподобная, вязкая, с горизонтальной слоистостью, встречены кости лошади (дата 14170±330 л.н.)	0,3
11.	Чередование прослоев тонкозернистых песков светло-серых и серых, глинистых, в низах слоя косослоистых	1,1

Палинологическое изучение гаврильских слоев (Шкурлат-III, Гаврило-84 и Гаврило-II) позволило отнести полученные спектры по крайней мере к трем межстадиалам и трем стадиалам позднего валдая. Полученные датировки по ^{14}C позволили дать достаточно надежную корреляцию спорово-пыльцевых комплексов с общепринятыми климатостратиграфическими подразделениями позднего валдая.

В разрезе Гаврило-II (рис. 3) фиксируется заключительный этап наиболее древнего из обнаруженных межстадиалов. Последний характеризуется господством пыльцы трав и кустарничков в общем составе, а пыльца древесных пород составляет 30—40%. В нижней части преобладает ель, затем доминирует сосна, в самом конце межстадиального ритма возрастает роль березы. В спектрах этого интервала постоянно встречается пыльца липы и лещины (2—3%). Пыльца трав малоразнообразна по составу, преобладают полыни и маревые. Мезофильное разнотравье и злаки составляют не более 20%. Из этой части разреза получена датировка по ^{14}C в 14 170±330 л.н., что позволило сопоставить данный интервал с раунисским межстадиалом Северо-Запада СССР.

Выше в разрезе Гаврило-II и в основании разреза Шкурлат-III выделяются спорово-пыльцевые спектры последующего стадиала, который может быть сопоставлен с ранним дриасом (по датам 13 550±150 и 13 560±200 л.н.). В общем составе постоянно господствует пыльца трав и кустарничков, составляя в среднем 60—80%. Среди них почти всегда доминируют маревые и только в отдельных образцах — полыни. Разнотравье представлено в основном астровыми и цикориевыми. Содержание пыльцы древесных в среднем составляет около 20%, и только в интервалах разреза, обогащенных растительными остатками, участие древесных пород возрастает до 40%. В первом подобном прослое доминирует сосна при значительном участии ели (30—40%) и единично липы. Во втором прослое наряду с сосной возрастает участие березы. Эти изменения в составе спектров позволяют наметить в раннем дриасе климатические ритмы более мелкого ранга, фиксирующие незначительные потепления и увлажнения климата.

Второй межстадиал был обнаружен в толще алевритов с растительными остатками в разрезе Шкурлат-III, которые перекрывают отложения раннего дриаса. Подробная палинологическая характеристика приведена ранее (Шевырев и др., 1985). Для межстадиала характерно преобладание в общем составе пыльцы древесных пород, где доминируют ель (40—60%) и сосна. Намечаются также климатические ритмы более мелкого порядка. Отражением их в спектрах является увеличение роли травянистых и кустарничковых растений в средней части межстадиала. Для отложений данного интервала получены две датировки по ^{14}C — 12 310±80 и 12 350±50 л.н. Это позволило сопоставить выделенный межстадиал с беллингом. Вышележащие отложения в разрезе Шкурлат-III (спорово-пыльцевой комплекс V) охарактеризованы всего двумя образцами и в целом палинологически близки раннему дриасу. По положению в разрезе они, вероятнее всего, могут коррелировать со средним дриасом.

Последний, наиболее молодой межстадиал обнаружен в разрезе Шкурлат-III. Палинологическая характеристика его фрагментарна. Наиболее оптимальные условия характеризуются спектрами с господством пыльцы ольхи и сосны при содержании широколиственных пород до 6% (липа, дуб). В начале и конце межстадиала фиксируется преобладание сосны при постоянном участии ели. По сравнению с более ранними межстадиалами в группе травянистых и кустарничковых увеличилось содержание мезофильного разнотравья и злаков. По положению в разрезе данный межстадиал сопоставляется с аллередом.

Верхняя часть гаврильских слоев в разрезах Шкурлат-III, Гаврило-II отнесена к верхнему дриасу. Достаточно подробная его палинологическая характеристика приведена ранее (Шевырев и др., 1985). Дополнительно отметим, что здесь, как и в раннем дриасе, имеются интервалы с большим содержанием пыльцы древесных пород.

В заключение заметим, что верхняя возрастная граница гаврильских слоев, венчаемых горизонтом интенсивно гумусированных суглинков, определена ныне весьма точно: получены даты 10 420±140 и 10 220±130 л.н. по малакофауне прорезающего эти слои вреза I генерации (осерединского). Время осадконакопления целиком соответствует поздневалдайскому ледниковью.

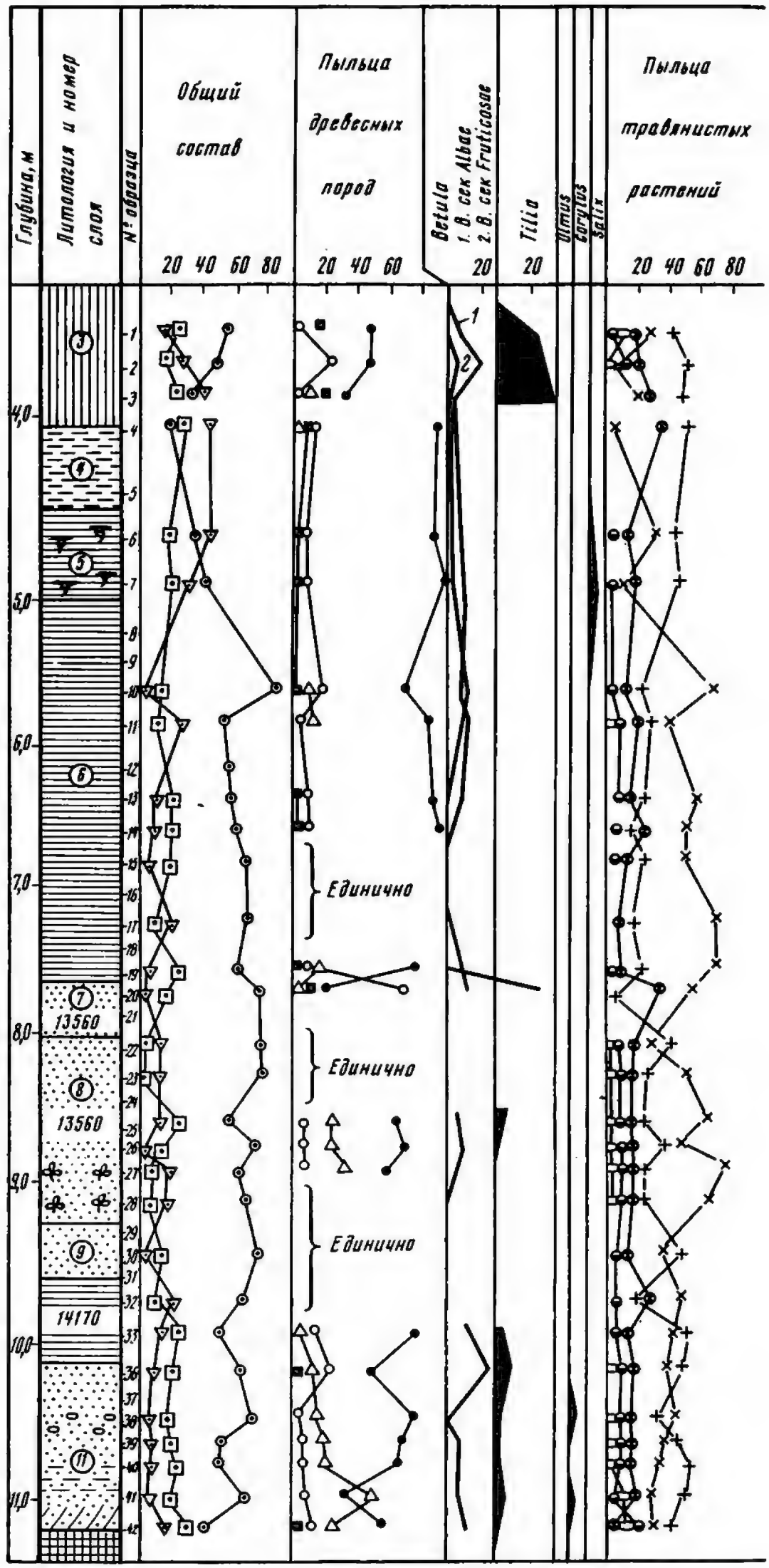
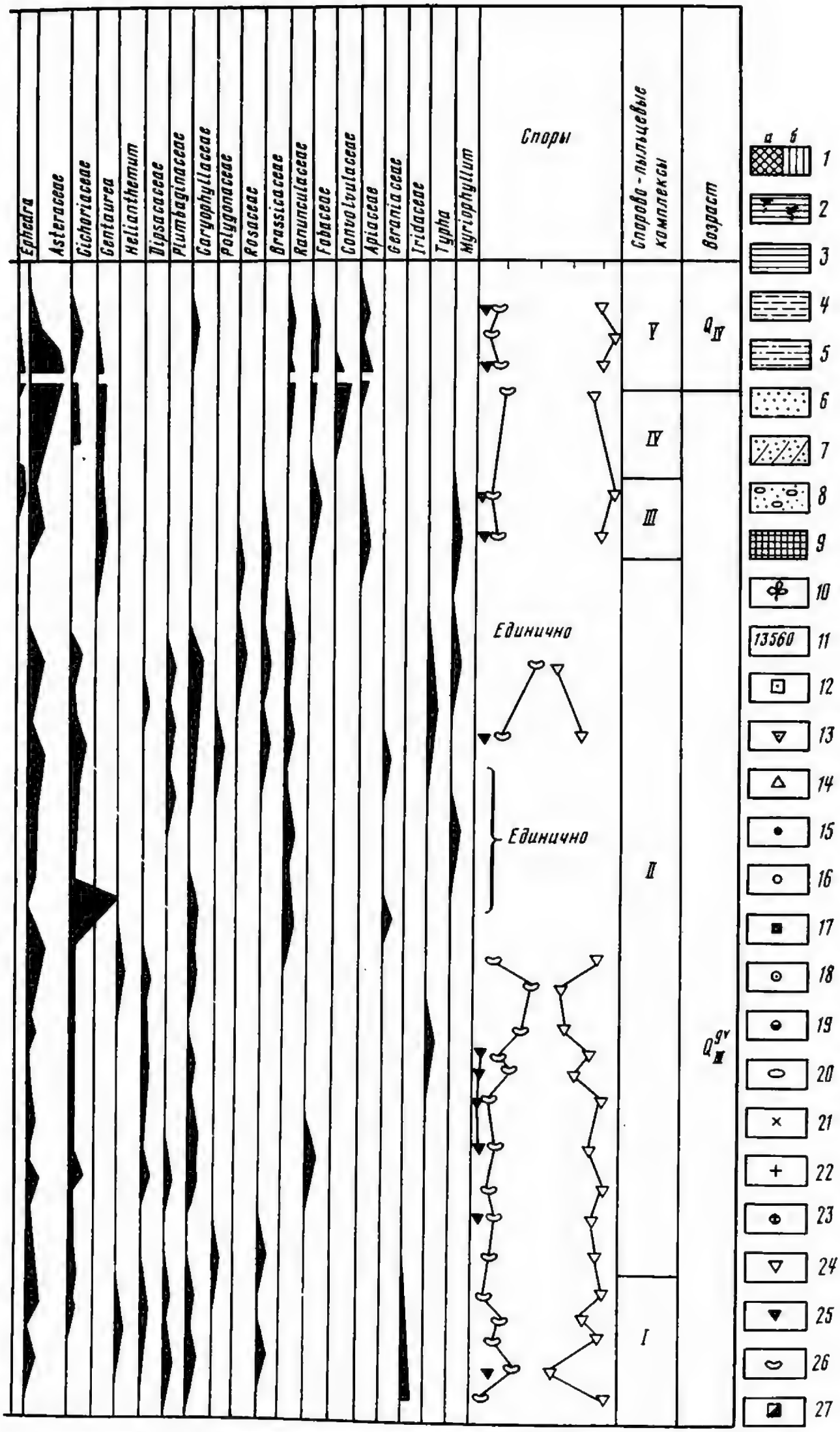


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Гаврило II

1 — почвы современная (*а*) и погребенная (*б*); *2* — гумусированные породы; *3* — глины; *4* — суглинки; *5* — супеси; *6, 7,* — пески с горизонтальной (*6*) и косой (*7*) слоистостью; *8* — гравий и галька; *9* — писчий мел; *10* — растительные остатки;



11 — возраст по ^{14}C; *12* — пыльца древесных пород; *13* — споры; *14* — ель; *15* — сосна; *16* — береза; *17* —широколиственные породы; *18* — травянистые растения; *19* — злаки; *20* — осоки; *21* — маревые (лебедовые); *22* — полыни; *23* — разнотравье; *24* — зеленые мхи; *25* — сфагновые мхи; *26* — папоротники; *27* — плауны

Осерединские слои названы по р. Осереди, к бассейну которой принадлежит р. Гаврило. Отложения слоев залегают в Павловском карьере в глубокой (более 10 м) и узкой (шириной около 20 м) палеодолине, прослеженной в обнажениях на 0,3 км. Локализованы осерединские пески и суглинки в поле развития гаврильских слоев, служащих им субстратом. Перекрыты осерединские осадки "чурочным горизонтом" елизаветовских слоев. Приведем описание типичного разреза Гаврило-84. В нем, начиная с глубины 7,3 м от поверхности поймы, под слоем 7 — серого крупнозернистого песка с гравием и обломками стволов деревьев ("чурочный горизонт" елизаветовских слоев) залегают:

		Мощность, м
8.	Глина серая, иловидная, плотная, без слоистости	0,2
9.	Песок серый, мелкозернистый, косослоистый	0,1
10.	Глина серая, иловидная, без слоистости, пластичная	0,2
11.	Песок светло-серый, разнозернистый, косослоистый, с наклоном слойков на север. В основании содержит гравий и гальку писчего мела. Обильны раковины унионид, особенно в подошве слоя	0,4
12.	Глина серая, иловидная, с многочисленным растительным детритом	0,1
13.	Песок серый, косослоистый, с редкими катунами серого ила до 0,2 м. Много раковин унионид (дата 10 220±130 л.н.)	0,3
14.	Глины иловидные, в верхней части бурые, в нижней — светло-бурые. Много раковин унионид. Слой не выдержан, имеет нечеткие границы. Датировка по раковинам 10 420±140 л.н.	0,3
15.	Песок светло-серый, мелкозернистый, не выдержанный по простиранию	0,5
16.	Меловая галька и гравий	0,3
	Гаврильские слои	
17.	Глина бурая, иловидная, пластичная	0,2
18.	Песок разнозернистый, с гравием и галькой мела	0,3

Описанный разрез относится к интервалу от самого конца позднеледниковья до атлантического времени. Отложения атлантического периода выделены по данным палинологических исследований (слои 8—12). В спектрах преобладает пыльца травянистых растений (38—55%). Пыльца древесных пород составляет 20—35%. Споровых установлено 25—35%.

Среди древесных доминирует пыльца сосны — 47—76%. Единично присутствуют недоразвитые формы, что может свидетельствовать о неблагоприятных условиях для произрастания этой породы и ее дальнем заносе. Второстепенную роль в спектрах играет пыльца березы (Betula sect. Albae) — 10—30%. Содержание кустарниковых березок колеблется в пределах 3—8%. Постоянно во всех спектрах присутствует пыльца широколиственных пород (4—16%), при этом отмечается следующая последовательность кульминации пород: дуб, вяз, липа. Пыльцы ольхи в среднем около 8%. Состав пыльцы травянистых богат в видовом отношении: преобладает пыльца полыней (30—63%), значительно количество пыльцы маревых (7—23%), злаков и осок (от 5 до 20%). Из разнотравья часто встречается пыльца астровых, цикоревых, гвоздичных, обнаружена пыльца льна и просвирника. Постоянно отмечается пыльца эфедры, на долю которой приходится 1—6%. Спорадически присутствуют рогоз и ежеголовник.

Среди споровых доминируют зеленые мхи (76—92%), от 7 до 20% составляют папоротники.

Спектры отражают развитие безлесных ландшафтов, близких по составу к степям южного типа. В долинах рек, видимо, встречались байрачные леса, образованные дубом, липой.

Преображенские слои названы по с. Преображенское Павловского района Воронежской области. В северо-восточном борту Павловского карьера они слагают небольшой по глубине (около 3 м) врез II генерации: округлую в плане котловину около 15 м в поперечнике, локализованную в толще суглинков гаврильских слоев. Перекрыты слоями 1—3 описанного выше обнажения Гаврило-II.

Отложения представлены диатомовыми алевритами, светло-серыми, легкими.

Горизонтальная слоистость в них обусловлена чередованием тонких (мощностью в несколько миллиметров) слойков, в различной степени обогащенных растительным детритом, с множеством костей рыб, крыльев жуков и т.д. Богатый карпологический комплекс опубликован (Шевырев и др., 1985). Растительные остатки датированы в 8510±70 л.н.

В исследованной серии из 37 образцов (рис. 4) обнаружена богатая диатомовая флора: 320 видов, разновидностей и форм, принадлежащих 36 родам. Формирование комплекса происходило в мелководном, макрофитном, слабопроточном пресноводном водоеме. По галобности преобладают виды-индифференты, предпочитающие воды с минерализацией 0,2—0,5%. Одновременно развиваются галофильные (1,6—12,0%) и эвригалинные мезогалобные виды (0,5—9,0%). Воды озера обладали несколько повышенной минерализацией. По отношению к активной реакции воды доминируют виды алкалифили (11,6—61,0%) и алкалибионты (19—76,0%) с оптимумом распространения при pH более 7, что говорит о щелочной реакции среды. Именно такими видами являются представители рода Epithemia, составляющие основное ядро руководящего комлекса. Космополиты с широким географическим распространением составляют 29,4—79,4%, бореальные — 20,4—68,2%. Участие холодолюбивого элемента крайне незначительно — 0,2—3,6%. Широко развиты и часто с высокими оценками обилия теплолюбивые и умеренно теплолюбивые диатомеи дна и перифитона. В целом режим водоема был мезотрофным с признаками эвтрофирования. Выделено 10 периодов относительного повышения и понижения уровня воды в водоеме, резкого или постепенного обмеления, связанных с климатическими изменениями.

Интересен облик диатомовой флоры. Створки диатомей крупные, хорошо развитые, т.е. условия их существования были оптимальными. Богатое видовое разнообразие выделенного комлекса (320 таксонов) сближает его с межледниковой флорой региона. Однако в нем отсутствуют виды вымершие (кроме Cymbella elongata, описанной В.С. Порецким из плиоценовых флор Армении) и реликтовые. Присутствуют виды-эндемики, встречающиеся ныне в озерах Байкал и Духовое в Забайкалье.

В составе спорово-пыльцевых спектров описываемых слоев господствует пыльца травянистых растений — 58%. Здесь преобладает пыльца полыни (35%), значительна роль осок (15%), злаков (14%), маревых (9%), прибрежно-водных растений — ежеголовника (14%), рогоза (4%), водяной сосенки (1%), встречена пыльца эфедры.

Пыльцы древесных пород в спектре всего 11%. Это в основном пыльца сосны. Определено по одному пыльцевому зерну березы и бука. В группе споровых господствуют зеленые мхи; единично отмечены споры папоротников и хвоща.

Спорово-пыльцевой спектр отражает открытый, степной ландшафт, где широкое развитие получили разнотравные, злаковые и злаково-полынные группировки.

Елизаветовские слои названы по с. Елизаветовка на правобережье р. Гаврило. Их отложения распространены в пределах северо-восточного тектонического блока (см. рис. 2), где устанавливаются в озеровидных котловинах, погребенных под образованиями поймы. Ширина наиболее погруженной части (палеоднищ), перекрытой "чурочным горизонтом" (пески со стволами деревьев и с их обломками), достигает 350 м. Вероятно, она значительно больше, так как еще не весь древний водоем вскрыт карьером. Локализованы слои только в поле развития гаврильских отложений. Подошвой ее является уже упомянутый "чурочный горизонт", в кровле залегает относящаяся к елизаветовским слоям погребенная почва (рис. 5).

Охарактеризуем типичный разрез на примере обнажения Гаврило-84.

В северо-восточной части Павловского карьера обнажены отложения, выполняющие глубокий врез в гаврильских озерных суглинках. Сверху вниз наблюдались:

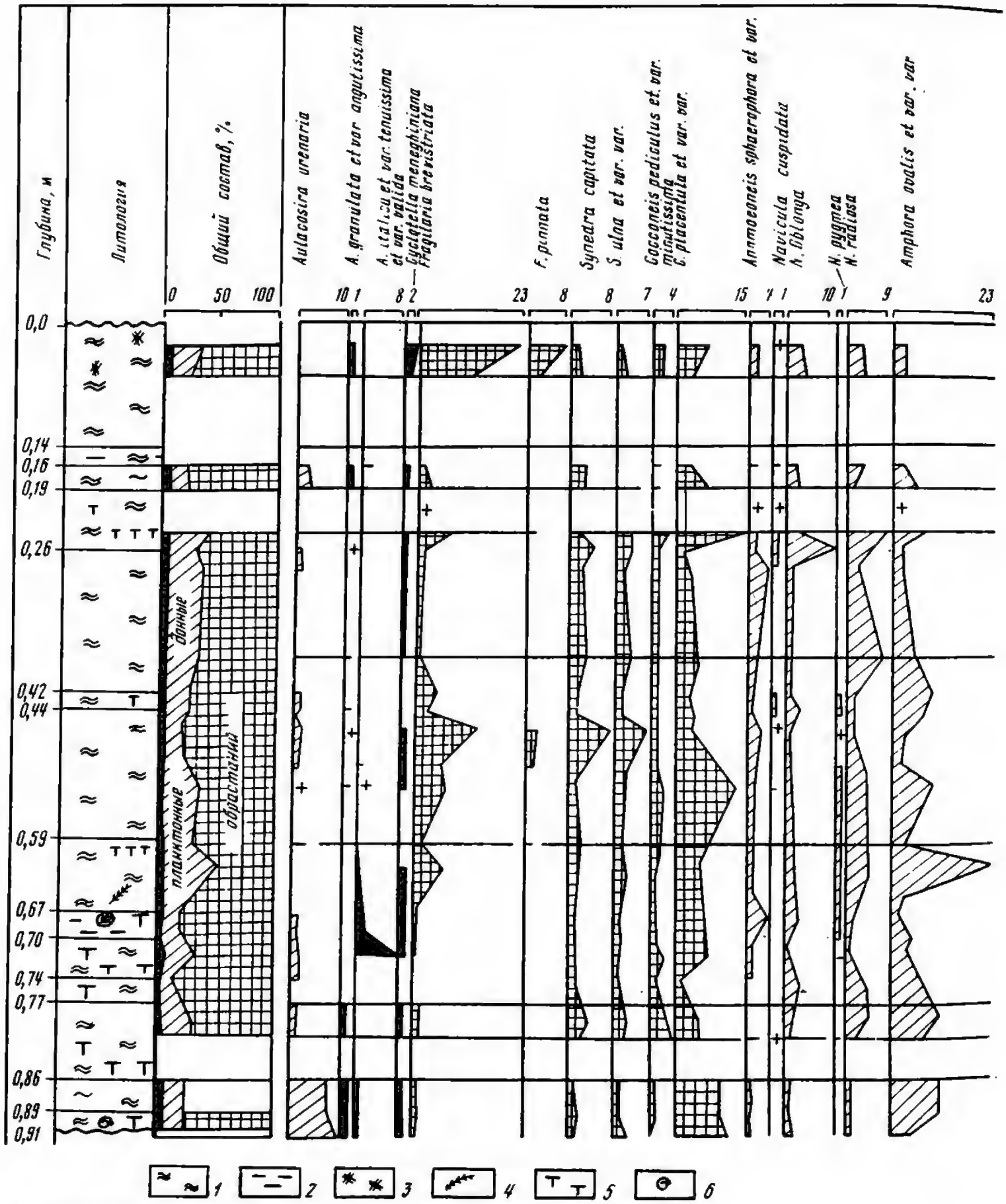


Рис. 4. Диатомовая диаграмма преображенских слоев голоцена

1 — диатомовые алевриты, *2* —пелиты, *3* — мелкий растительный детрит, *4* — крупные обломки древесины, *5* — оторфованные участки, *6* — моллюски

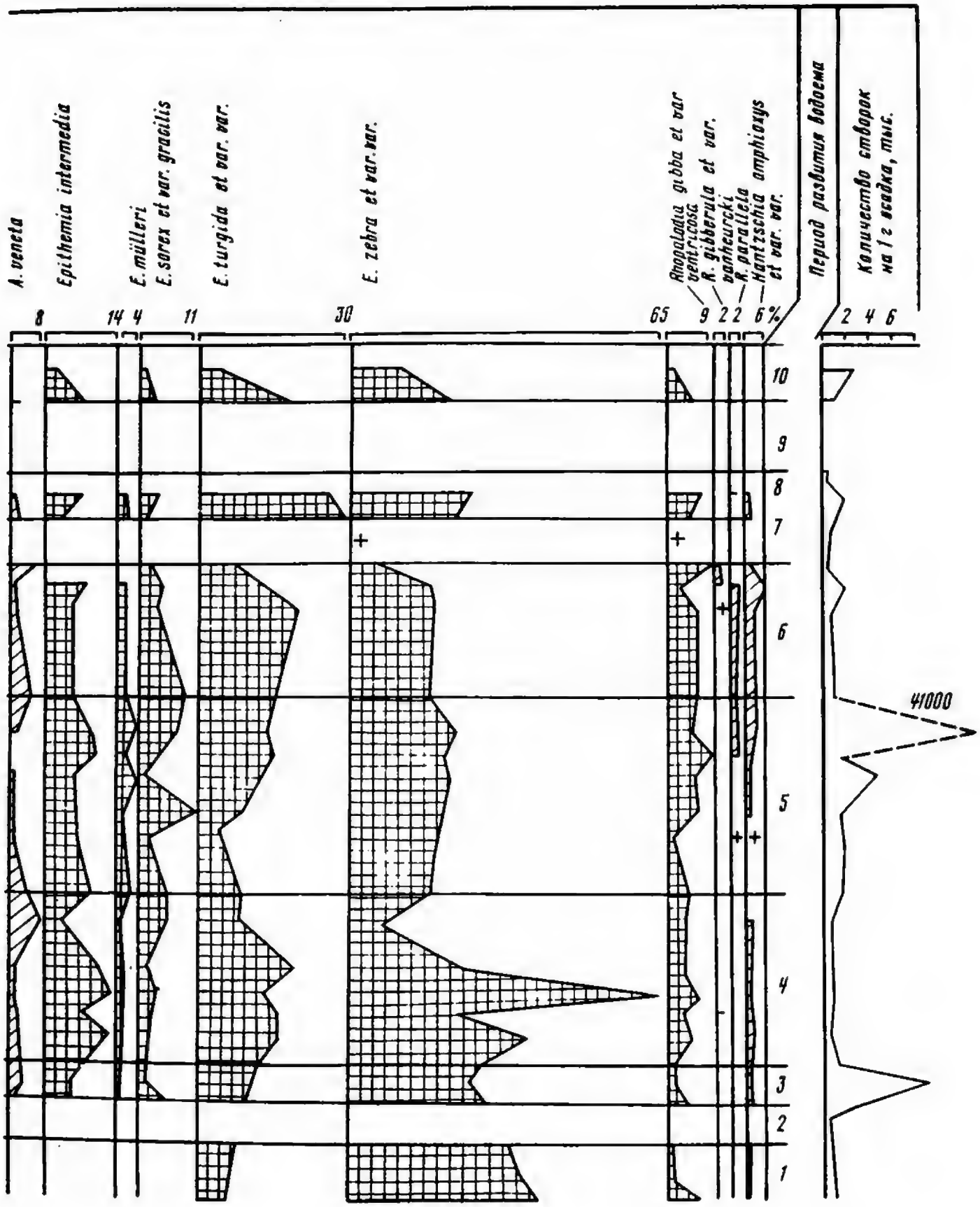


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма осерединских и елизаветовских слоев голоцена (обнажение Гаврило-84)

Условные обозначения см. на рис. 3

Глубина, м

Литология и номер слоя

№ образца

Общий состав

Пыльца древесных пород

Пыльца травянистых растений

Betula
1. B. сек Albae
2. B. сек Fruticosae

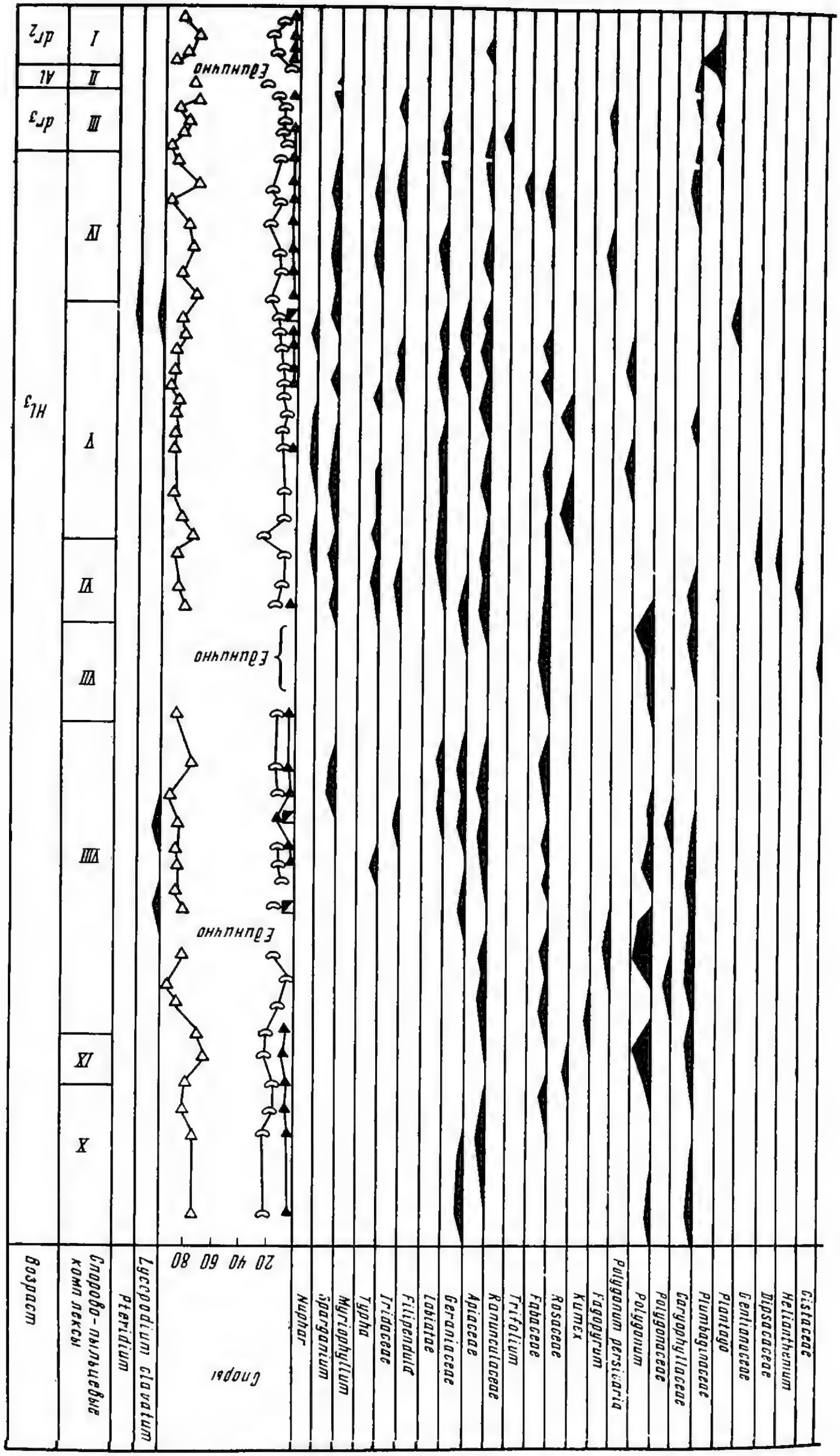
Tilia
Quercus
Corylus
Ulmus
Acer
Salix

Ephedra

Asteraceae

Cichoriaceae
Malva
Centaurea
Echinops
Linum

Единично


Cistaceae
Helianthemum
Dipsacaceae
Gentianaceae
Plantago
Plumbaginaceae
Caryophyllaceae
Polygonaceae
Polygonum
Polygonum persicaria
Fagopyrum
Rumex
Rosaceae
Fabaceae
Trifolium
Ranunculaceae
Apiaceae
Geraniaceae
Labiatae
Filipendula
Iridaceae
Typha
Myriophyllum
Sparganium
Nuphar
Споры
20 40 60 80
Lycopodium clavatum
Pteridium
Спорово-пыльцевые комплексы
Возраст
Единично
Единично
Единично
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
dCz
Al
dCз
HLз

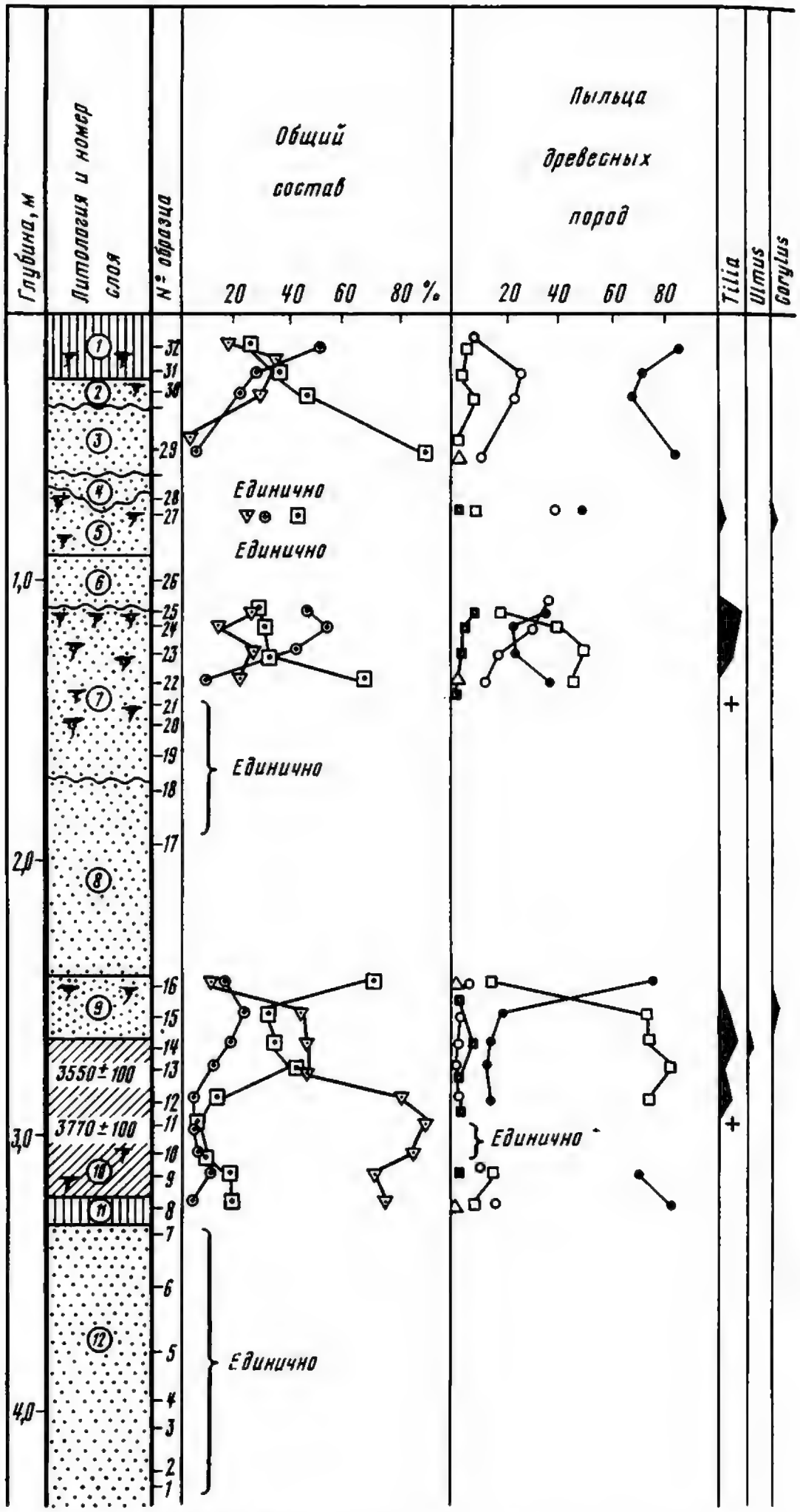


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений I надпойменной террасы р. Дон у с. Духового
Условные обозначения см. на рис. 3

Пыльца травянистых растений

20 40 60

Споры

20 40 60 80 %

Ephedra
Cichoriaceae
Asteraceae
Geraniaceae
Polygonaceae
Brassicaceae
Caryophyllaceae
Ranunculaceae
Apiaceae
Typha
Sparganiaceae
Potamogeton
Nuphar

Спорово-пыльцевые комплексы

XIII
XII
XI
X
IX
VIII
VII
VI
IV
III
II
I

Единично

Единично

Botrychium

Единично

Equisetum

		Мощность, м
1.	Почвенно-растительный слой — луговой чернозем. Датирован в 2840±170 л.н.	0,7
2.	Чередование алевритов и глинистых алевритов, серых, песчанистых, в интервале 1,6—1,8 м. Слоистость горизонтальная. Иногда отмечается чередование тонких линзовидных прослоев, при этом слойки песка изогнуты или смяты	2,5
	Елизаветовские слои	
3.	Почва погребенная, темно-серая, илоподобная, с вертикально стоящими корнями растений. Датировка по ^{14}C 3970±160 л.н.	0,6
4.	Песок тонкозернистый, почти алеврит, светло-серый, с линзовидной слоистостью	1,1
5.	Глина бурая, илоподобная, высокопластичная, с редкими обломками стволов деревьев почти белого цвета, с вертикально стоящими стеблями осоки. Датировка по ^{14}C 4170±110 л.н.	0,8
6.	Чередование алевритов светло-серых и суглинков илоподобных. Слойки алевритов мощностью 3—5 см, суглинков — до 15 см. Много растительного детрита, в том числе обломков и стволов деревьев диаметром до 0,15 м. Книзу содержание песчаных фракций возрастает. Датирован ствол сосны 4090±90 из интервала 6,0—6,2 м, ствол дерева 4570±100 лет, интервал 6,8—6,9 м, ствол дерева 4580±100 л.н., интервал 7,1—7,2 м	1,5
7.	Песок серый, крупнозернистый, с рассеянными гравийными частицами, обломками стволов деревьев. Встречены стволы до 6—8 м длиной	0,1

Ниже залегают серые глины слоя 8 (осерединские слои), охарактеризованные выше.

Аналоги елизаветовских слоев установлены в разрезе I надпойменной террасы 7-метрового уровня р. Дон у с. Духового. Там, у лодочной станции расчисткой вскрыты (рис. 6):

		Мощность, м
1.	Песчаная луговая почва	0,2
2.	Песок серый, слабогумусированный, мелкозернистый, с горизонтальной слоистостью	0,1
3.	Песок светло-желтый, мелкозернистый, слоистость горизонтальная	0,2
4.	Песок белый, мелкозернистый, с линзовидной слоистостью, неровным нижним контактом	0,1
5.	Почва погребенная, бурая, песчаная	0,3
6.	Песок светло-желтый, мелкозернистый	0,2
7.	Почва погребенная, бурая, песчанистая	0,5
8.	Песок светло-желтый, мелкозернистый, с горизонтальной слоистостью	0,7
9.	Песок бурый, гумусированный, мелкозернистый	0,2
	Елизаветовские слои	
10.	Почва погребенная, бурая, песчанистая, с корнями растений, детритом. Датированы по ^{14}C ветки дуба в 3770±100 и гумус в 3550±100 л.н.	0,6
11.	Суглинок бурый с горизонтальной слоистостью	0,1
12.	Песок белый, вверху слоя желтоватый, мелкозернистый, с горизонтальной слоистостью	более 3,0

Описанные елизаветовские отложения, как видно по датировкам, формировались в течение суббореального периода. Его спорово-пыльцевые комплексы достаточно подробно изучены в обоих приведенных выше обнажениях (см. рис. 5 и 6). Начало периода фиксируется радиоуглеродной датировкой в 4580±100 л.н. Именно на данном уровне произошла резкая смена количественных соотношений пыльцы травянистых растений и древесных пород. Здесь содержание пыльцы древесных пород достигает 60—85%, а доминирует пыльца ольхи (57—90%). Содержание пыльцы широколиственных пород (вяза, дуба, липы) колеблется от 6 до 39%. Пыльца дуба и липы образуют максимум одновременно на глубине 6,2 м, составляя 12% и 28%. Количество пыльцы вяза не превышает 6%. Пыльца травянистых растений составляет всего 4—11%. Видовой их состав разнообразен: астровые, цикоревые, злаки, осоки, маревые, полыни, бобовые. Среди споровых господствуют зеленые мхи. Спектры отражают лесные ландшафты смешанных широколиственных лесов из дуба, липы, вяза с незначительной примесью березы. В пределах долины получили широкое развитие ольшаники.

Возраст органических остатков из отложений позднего плейстоцена и голоцена Калачской возвышенности

Слои, местоположение	Материал	N проб	Возраст, л.н.
Духовские, III надпойменная терраса Дона у с. Духовое	Древесина из торфа	ЛУ-1652	38 900±660
	Торф	"	⩾50 740
	Погребенная почва	ЛУ-1651	⩾32 540
Буйловские, овраг Большой	Торф с древесиной	ЛУ-1655	26 230±740
Петровские, карьер кирпичного завода в с. Петровка	Бивень мамонта и кости конечности	ЛУ-1656	23 550±260
	Зуб мамонта позднего типа	ЛУ-1657	23 240±210
Гаврильские, обнажение Гаврило-II	Кости лошади	ЛУ-1658	14 170±330
	Мелкие ветки	ЛУ-1654	13 560±200
	Растительный детрит	ЛУ-1659	13 560±150
То же, обнажение Шкурлат-III	Ожелезненные ветки	ГИН-3160	12 350±50
	То же	ГИН-3161	12 310±50
Осерединские, обнажение Гаврило-II	Раковины унионид	ЛУ-1664	10 420±140
	То же	ЛУ-1721	10 200±100
	"	ЛУ-1722	10 220±130
Преображенские, Павловский карьер	Растительный детрит	ГИН-3163	8510±70
Елизаветовские, обнажение Гаврило-84	Ствол дерева	ЛУ-1627	4580±100
	То же	ЛУ-1628	4570±100
	"	ЛУ-1649	4170±110.
	Ствол сосны	ЛУ-1648	4090±90
	Погребенная почва	ЛУ-1661	3970±160
I надпойменная терраса Дона у с. Духового	Ветки дуба	ЛУ-1653	3770±100

Начиная с даты 4170±110 л.н. в результате уменьшения увлажненности климата началась миграция степных элементов. Спектры обнажения Гаврило-84 от глубины 5,0 м характеризуются господством пыльцы травянистых растений (68—85%), хотя в нижних спектрах еще значительно присутствие пыльцы древесных пород (23—27%), в том числе сосны (26—42%) и березы (22—26%). Здесь же постоянно присутствует пыльца дуба, вяза (сумме 18—28%). Выше по разрезу (см. рис. 5) содержание древесных падает до 6—11%, причем встречается только пыльца сосны. Среди травянистых растений велико участие полыни (27—50%), маревых (15—74%), разнотравья (20—42%). Споровые составляют 8—30%. Это в основном зеленые мхи. В спектрах с господством пыльцы маревых споровые единичны.

Таким образом, почти до 3970±160 л.н. на данной территории были распространены степи, образованные полынно-маревыми группировками. Начиная с 3970± ±160 л.н. в разрезе Гаврило-84 с глубины 3,9 м, а в разрезе Гаврило-II с глубины 4 м до поверхности в спектрах снова возрастает роль пыльцы древесных пород (до 45%), хотя в целом продолжает господствовать пыльца травянистых растений. Среди древесных доминирует пыльца сосны (72—95%). В незначительном количестве встречена пыльца березы и ольхи. Присутствует пыльца дуба и липы (не более 18%). Вверх по разрезу снова содержание древесных падает до 20%, хотя здесь участие маревых среди пыльцы травянистых растений ниже, чем в предыдущем минимуме древесных. Ниже даты 2840±170 л.н. отмечена новая миграция древесных пород, которая к началу субатлантического периода сменилась злаково-разнотравной степью.

Таким образом, охарактеризовав новые стратиграфические подразделения позднего плейстоцена и голоцена, мы смогли почти без перерывов проследить развитие палеогеографических условий Калачской возвышенности (таблица).

Выводы

1. Многолетние исследования четвертичных толщ Шкурлатовского страторайона позволили выявить их чрезвычайно сложное строение и соотношение друг с другом. Впервые установлено для данного района большое влияние тектонического фактора на гипсометрический уровень террас, заставляющее с осторожностью подходить к использованию геоморфологических характеристик для датирования геологических тел.

2. Рекомендованы для включения в местную стратиграфическую шкалу в качестве новых ее подразделений духовские слои среднего плейстоцена, шкурлатовские, буйловские, петровские, гаврильские слои верхнего плейстоцена, осерединские, преображенские, елизаветовские слои голоцена. Все они охарактеризованы обширным новым палеонтологическим материалом, для большинства получены датировки по ^{14}C (таблица).

3. Прослежено развитие растительных сообществ на значительной части валдайского времени и в голоцене.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеева Л.И., Шевырев Л.Т. Своеобразие рисс-вюрмского териокомплекса Восточной Европы // Четвертичная геология и геоморфология: Докл. сов. геологов на XXVI сес. МГК. М.: Недра, 1980. С. 4—7.

Гричук В.П. Основные этапы растительности юго-запада Русской равнины в позднем плейстоцене // Палинология плейстоцена. М.: Наука, 1972. С. 9—53.

Грищенко М.Н. Карта четвертичных отложений // Атлас Воронежской области. М.: ГУГК, 1968.

Грищенко М.Н. Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дона. М.: Наука, 1976. 228 с.

Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1969. 164 с.

Спиридонова Е.А. Палинологическая характеристика средневалдайского меганинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1983. N 52. С. 42—57.

Шевырев Л.Т., Раскатов Г.И., Алексеева Л.И. Шкурлатовское местонахождение фауны млекопитающих микулинского времени (Воронежская область) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1979. N 49. С. 39—48.

Шевырев Л.Т., Алексеева Л.И., Спиридонова Е.А. Новые данные о позднем плейстоцене Среднего Дона // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1985. N 54. С. 22—39.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 56 1987

УДК 551.791.33(575.3)

В.А. РАНОВ, А.Е. ДОДОНОВ, С.П. ЛОМОВ, М.М. ПАХОМОВ, А.В. ПЕНЬКОВ

КУЛЬДАРА — НОВЫЙ НИЖНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИЙ ПАМЯТНИК ЮЖНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Кульдара — новый нижнепалеолитический памятник Южного Таджикистана, связанный с древними ископаемыми почвами. Его возраст превышает возраст известных до сих пор в лёссово-почвенных разрезах Средней Азии стратифицированных палеолитических местонахождений, таких, как Каратау, Лахути, Хонако, Кайрубак в Южном Таджикистане и Бур-Джар, Оркутсай в Узбекистане (Лазаренко, Громов, 1970; Лазаренко, Ранов, 1975, 1977; Додонов, Ранов, 1976а,б; Додонов и др., 1978; Ранов, 1980; Мавлянов, Касымов, 1984).

Вновь открытое местонахождение палеолита располагается в овраге Кульдара. Этот овраг протяженностью 5 км выходит в долину р. Обимазар в 2 км западнее пос. Лахути. Небольшой ручей, текущий по дну оврага, прорезает лёссово-почвенную толщу эоплейстоцена и плейстоцена. В отвесных стенках оврага хорошо обнажаются ископаемые почвы и горизонты лёссов. Наиболее значительные разрезы плейстоценовых и эоплейстоценовых субаэральных толщ вскрываются в средней части оврага. Здесь в обрыве высотой 40—50 м на правом берегу ручья обнажаются хорошо развитые буроцветные палеопочвы, разделенные горизонтами лёссов. Особенности геологического строения субаэрального разреза, характер выраженности палеопочв и их соотношение с горизонтами лёссов — все это позволяет заключить, что в Кульдаре вскрыта средняя и нижняя части плейстоцена, если за стратиграфическую основу принимать опорные лёссово-почвенные разрезы Южного Таджикистана (Додонов, Пеньков, 1977). Так, в разрезе I (рис. 1) хорошо распознаются палеопочвы 5—10; характерно сближенное положение палеопочв 6 и 7; педокомплекс 9 представлен двумя палеопочвами — 9а и 9б, разделенными горизонтом лёсса; палеопочва 11 обнажается здесь у уреза ручья. Более древние интервалы лёссово-почвенного разреза, включающие палеопочвы 11—15, вскрываются в 100—150 м ниже по ручью в узком каньоне под водопадом и в археологическом раскопе (разрезы II, III; см. рис. 1).

Первые археологические находки (2 отщепа) были обнаружены в палеопочве 11 в 1980 г. Г.П. Павловым — сотрудником отряда по изучению каменного века Южно-Таджикистанской археологической экспедиции (Институт истории АН ТаджССР). Дальнейшие археологические раскопки, проводившиеся в 1981—1984 гг. под руководством В.А. Ранова, позволили получить новый каменный материал как из 11-й, так и из 12-й палеопочвы. По результатам раскопок и геологического обследования палеолитического местонахождения Кульдара можно заключить, что археологические раскопки вскрыли около русла ручья сохранившийся от размыва останец с горизонтально залегающими палеопочвами 11 и 12.

В разрезе I палеопочва 11 характеризуется бурым цветом, комковатой

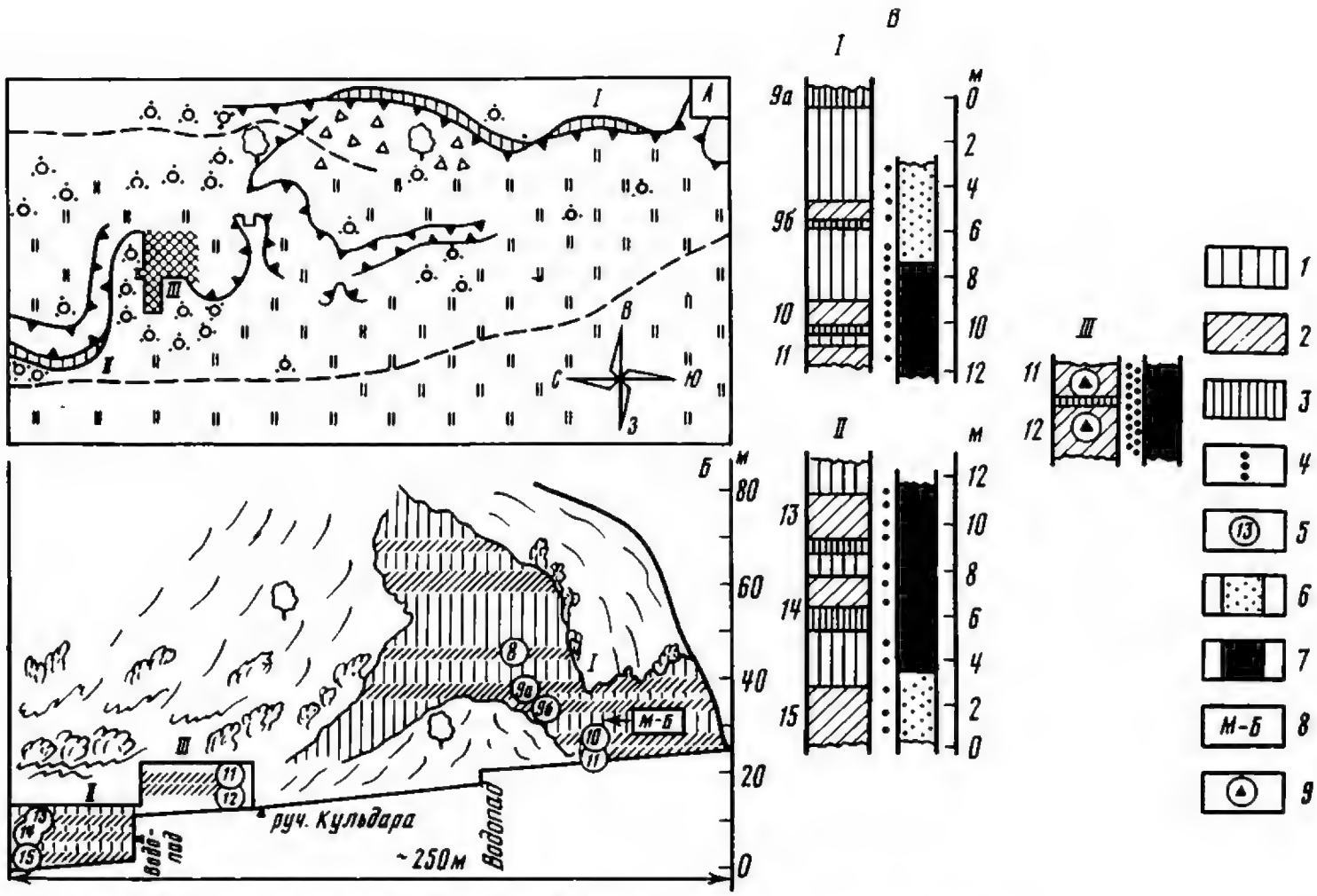


Рис. 1. План и строение разреза в овраге Кульдара

А — план расположения разрезов I, II и раскопа III; площадь раскопа заштрихована; *Б* — геологический профиль вдоль оврага Кульдара; *В* — палеомагнитная характеристика разрезов I, II и раскопа III. *1* — лёсс; *2* — погребенная почва; *3* — карбонатная корка; *4* — точки отбора образцов; *5* — номер палеопочвы; намагниченность: *6* — прямая, *7* — обратная; *8* — инверсия Матуяма-Брюнес; *9* — археологические находки

текстурой, тонкой пористостью, по фитогенным порам наблюдается тонкий карбонатный псевдомицелий, видимая мощность палеопочвы около 1 м, ее нижняя часть находится под уровнем воды. В археологическом раскопе палеопочва 11 сильно эродирована, ее мощность не более 0,5 м; здесь вскрыта преимущественно нижняя часть ее профиля с плотной карбонатной коркой мощностью до 22 см (рис. 2, 3). Во время раскопок было выявлено, что на всей площади раскопа карбонатная корка палеопочвы 11 предетавляет собой единую горизонтально залегающую плиту. Непосредственно под палеопочвой 11 располагается палеопочва 12. При описании профиля палеопочвы 12 выделены (сверху вниз) следующие горизонты:

		Мощность, м
B_1t	Тяжелый суглинок охристой окраски с темной пигментацией. Фитогенные поры карбонатизированы. Переход в нижний горизонт постепенный	0,0—0,32
B_2t	Тяжелый суглинок бурой окраски, ореховатой структуры. По плоскостям структурных отдельностей темная пигментация за счет окислов марганца и железа. Отмечается локальная карбонатизация. Переход в нижний горизонт постепенный	0,32—0,95
B_3t	Тяжелый суглинок коричневато-шоколадной окраски с темной пигментацией, призмовидной структуры. Отмечается повышенная влажность и наложенное оглеение за счет современных грунтовых вод, проникающих сверху от родника. Переход в нижележащий горизонт резкий	0,95—1,65
Sca	Карбонатная корка белесого цвета, плотная сверху и более рыхлая в нижней части	1,65—1,80

По макроморфологическим признакам можно отметить значительную мощность оптимально развитой части профиля палеопочвы 12, равную 1,65 м. Почти полная выщелоченность этой части почвенного профиля от $CaCO_3$ указывает на гумидные условия почвообразования, свойственные лесостепным ландшафтам.

Рис. 2. Вид с востока на археологический раскоп Кульдара

Раскоп врезан в покатую поверхность левого борта ручья Кульдара. Полезные размеры раскопа — 42 м^2

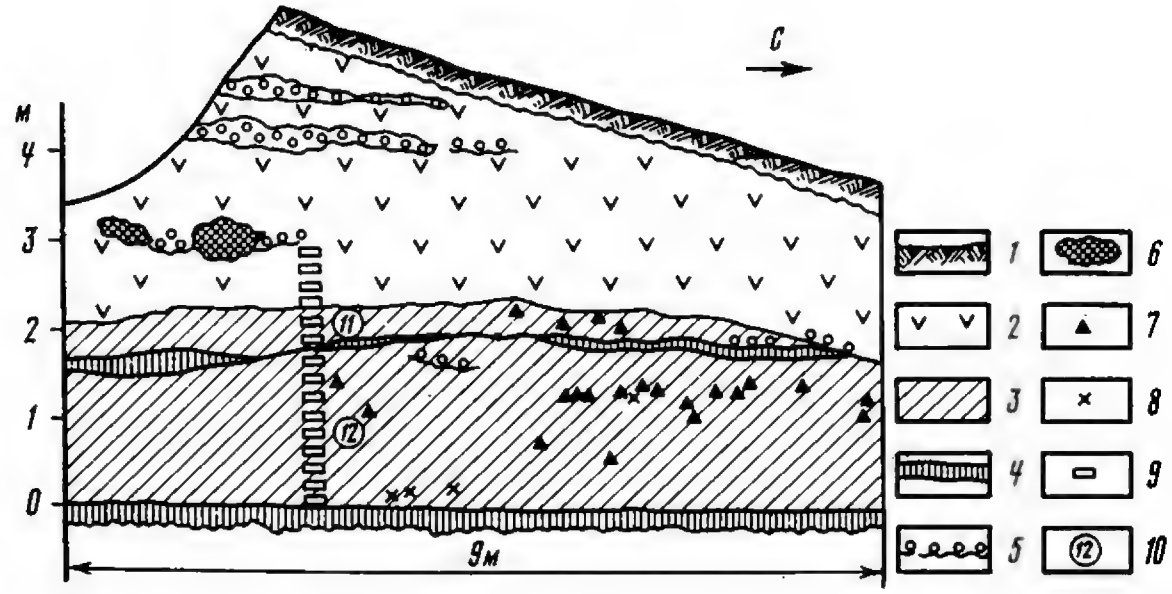


Рис. 3. Разрез западной стенки археологического раскопа

1 — современная почва; *2* — покровные образования — лёссовидные алевриты и глины, местами переработанные почвенными процессами; 3 — древние ископаемые буроцветные почвы; *4* — иллювиально-карботнатные горизонты почв; *5* — известковистые конкреции; *6* — обломки калькретов; *7* — археологические находки; *8* — мелкие неопредеяимые обломки костей, *9* — место взятия проб на спорово-пыльцевой анализ; *10* — номер палеопочвы

Аккумуляция карбонатов ниже 1,65 м явилась причиной формирования карбонатной корки. Данные механического состава палеопочвы 12 свидетельствуют о заметном лессиваже нижних горизонтов палеопочвы. Так, механический состав горизонта B_3t весьма утяжеляется — фракция <0,01 мм составляет 61,38%, тогда как верхние горизонты относительно обогащены крупнопылеватыми частицами (табл. 1). В целом процессы лессиважа, развивавшиеся на бескарбонатном фоне, подтверждают гумидные условия формирования почв того времени, определяя, таким образом, образование горно-лесных бурых

Таблица 1

Некоторые химические и физические данные палеопочвы 12

Глубина, м	Содержание фракций (размер в мм)							Гумус, %	$CaCO_3$, %	pH
	1,0—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01			
0,0—0,30	0,31	3,81	41,68	19,02	20,32	14,86	54,20	0,02	0,01	7,75
0,40—0,70	0,07	4,47	37,16	16,88	22,54	18,88	58,30	0,01	0,88	7,62
1,00—1,30	0,04	18,23	20,34	16,58	24,30	20,50	61,38	0,49	0,01	7,73
1,65—1,80	42,29	8,29	20,46	8,64	11,78	8,54	28,96	0,27	7,48	8,03

почв, имевших широкое распространение в эоплейстоцене. Морфологические показатели древних почв, вскрытых в археологическом раскопе, следует идентифицировать с палеопочвами опорных лёссово-почвенных разрезов, находящимися ниже педокомплекса 10 (Ломов и др., 1982).

По всем трем фрагментарным разрезам в овраге Кульдара были проведены палеомагнитные исследования. Ориентированные образцы измерялись на магнитометре МА-21 с применением термочистки в течение 6 час при температуре 160° С.

Образцы, характеризующие толщу двух древних ископаемых почв в археологическом раскопе (разрез III; см. рис. 1), показали обратную полярность. Средние значения древнего магнитного склонения и наклонения составляют: $D_{др}^{\circ} = 183$, $J_{др}^{\circ} = 55$. Эти параметры древнего магнитного поля хорошо согласуются с аналогичными характеристиками, известными по опорным палеомагнитным разрезам Южного Таджикистана для интервала, заключенного между инверсией Матуяма—Брюнес и эпизодом Харамильо (Пеньков, Гамов, 1980). Это подтверждается также палеомагнитными данными по двум другим разрезам, существенно дополняющим разрез археологического раскопа. Так, в разрезе I зафиксирована инверсия Матуяма—Брюнес, а в разрезе II выявлена смена полярности, интерпретируемая как переход от палеомагнитного эпизода Харамильо к самой верхней части эпохи Матуяма. С коротким обратнонамагниченным интервалом между вершиной эпизода Харамильо и инверсией Матуяма—Брюнес в опорных субаэральных разрезах Южного Таджикистана обычно ассоциируются палеопочвы 10—14. В свете вышеизложенного интерпретация палеомагнитных и геологических материалов разреза Кульдара может быть признана как одна из весьма вероятных. Более строгой палеомагнитной идентификации двух палеопочв археологического раскопа с древними палеопочвами опорных разрезов мог бы способствовать анализ средних значений магнитной восприимчивости по почвенным горизонтам. Однако наличие только двух последовательно залегающих погребенных почв недостаточно для однозначной корреляции.

Палинологические исследования западной стенки археологического раскопа[1], где были вскрыты палеопочвы 11 и 12 (см. рис. 3), показали, что степень насыщенности проб пыльцой неодинакова, но в целом достаточно высока, что позволило, например, насчитывать в отдельных препаратах из палеопочвы 12 до 150—200 пыльцевых зерен. В большинстве образцов пыльца древесных растений заметно преобладает в количественном отношении над пыльцой травянистых растений. Это позволяет утверждать, что ландшафт отличался значительной залесенностью. Поверхности рельефа разной экспозиции были заняты лесной, лесостепной или степной (саванноидной) растительностью. Состав дендрофлоры содержит такие элементы, как Cedrus, Pinus, Juglans,

[1] В палинологическом изучении разреза принимала участие Л.Л. Байгузина.

Таблица 2

Ботанико-географический состав дендрофлоры местонахождения Кульдара

Состав дендрофлоры	Географическая группа
Abies, Picea, Pinus, Juniperus, Betula, Alnus, Corylus, Tilia, Quercus, Ulmus, Acer, Salix, Fraxinus, Evonimus	Панголарктическая
Cedrus, Juglans, Pistacia, Rhus, Platanus	Американо-Средиземноморско-Азиатская
Carya	Американо-Восточноазиатская

Tilia, Rhus, Carya, Pistacia и др. В ряде проб преобладает пыльца гималайского кедра (Cedrus deodra). Нередко в образцах встречается заметное количество пыльцы Tilia, а также Juglans, Platanus и других широколиственных пород. Все это в совокупности свидетельствует о климате достаточно влажном и мягком, обеспечивавшем существование в горах пояса хвойно-широколиственного леса со значительной ролью кедрового леса. Примечательно, что в состав леса входили реликты третичных неморальных лесов. В частности, определена пыльца Carya, которая в плейстоценовых отложениях встречается довольно редко и указывает на возраст первой половины плейстоцена. Многие компоненты дендрофлоры, определенные здесь, ныне произрастают в районах с муссоным климатом, что в данном случае было обусловлено сравнительно низкими высотами Гиндукуша, пропускавшего в пределы Памиро-Дарваза воздушные массы летних муссонов со стороны Индийского океана.

Высокая степень экзотичности дендрофлоры (45%) говорит о достаточной древности отложений. По составу флоры возраст отложений может быть определен ранним плейстоценом. На это указывает не только упомянутая высокая степень экзотичности флоры, но и ее ботанико-географический состав (табл. 2)

Таким образом, из вышеприведенных геологических, палеопедологических, палеомагнитных и палинологических данных создается довольно однозначное суждение о древнем возрасте двух палеопочв, вскрытых в археологическом раскопе. Учитывая положение магнитно-хронологического репера — инверсии Матуяма—Брюнес (0,73 млн лет) в горизонте лёсса над палеопочвой 10, а также среднюю продолжительность формирования плейстоценовых педокомплексов, не превышавшую, вероятно, 20—30 тыс. лет, с определенной условностью можно считать, что возраст геологической границы в основании педокомплекса 10, выраженной в ряде опорных разрезов в виде углового несогласия[1], равен примерно 0,76—0,77 млн лет. В этой связи можно заключить, что возраст палеопочв 11 и 12, находящихся непосредственно под вышеуказанной геологической границей, очень близок к возрастному рубежу 0,8 млн лет.

Сопоставляя разрез Кульдара с разрезом Лахути, находящимся на противоположном борту долины р. Обимазар, важно обратить внимание на то, что в Лахути ниже инверсии Матуяма—Брюнес, близко к возрастному рубежу 0,8 млн лет, приурочено захоронение костных остатков фауны млекопитающих, включающей древних собак, гиен, саблезубых кошек, пантер, слонов, лошадей, оленей, верблюдов, антилоп, быков. Из анализа геохронологических данных следует, что эта фауна по времени соответствует палеолитическим находкам Кульдары.

В результате археологических работ общая площадь раскопок в разрезе III

[1] Эта граница в региональной стратиграфической шкале условно принята за границу между эоплейстоценом и плейстоценом (Додонов, Пеньков, 1977).

(см. рис. 1, 2) достигла 66 м^2. Археологические материалы, найденные в процессе раскопок, немногочисленны — всего 96 предметов. Причем если из этого числа исключить более десятка мелких косточек (предположительно костные остатки мелких копытных животных) и окатанные мелкие (диаметр 3—4 см) галечки, то получится 52 предмета (54,2% общего числа), а если еще устранить спорные предметы, то останется 40 бесспорных артефактов — 40,4%. При этом следует сразу отметить характерную для всей индустрии Кульдары аморфность и типологическую невыраженность орудий, что создает определенные затруднения при их описании.

Археологические находки встречаются в палеопочвах 11 и 12 как бы во взвешенном состоянии, не концентрируясь по площади в хорошо заметные скопления. Такие особенности захоронения каменного материала ранее были описаны на стоянках каратауской культуры (Ломов, Ранов, 1984). Можно заметить, что на отметках 1,2—1,3 м над коркой палеопочвы 12 прослеживается некий уровень концентрации каменных изделий (рис. 4). Заметим, что в отличие от таких памятников, как Каратау и Лахути, в Кульдаре в самой нижней части палеопочвы 12 обработанный камень совершенно не встречается. Он тяготеет в основном к верхней половине почвенного профиля.

Среди 40 подлинных артефактов выделены следующие группы изделий: нуклеусы — 2 (5%), пластины — 2 (5%), отщепы — 3 (7,5%), отщепы с обработкой — 10 (25%), отщепы и осколки-клинья — 2 (5%), обломки и осколки со сколами и подправкой — 3 (7,5%), дольки апельсина — 2 (5%), гальки со сколами — 3 (7,5%), проколки (?) — 2 (5%), скребла и скребки — 4 (10%), обломок бифасиального орудия — 1 (2,5%), осколки — 6 (15%).

Нуклеусы. Первый из них, найденный в почве 11 с равным правом можно назвать многоплощадочным, дисковидным и даже клиновидным, так как верхняя площадка нуклеуса широкая, а внизу он в этой ориентации заметно сходится на клин.

На поверхности нуклеуса четко видны мелкие сколы размерами 1,2×1,2 см; 2,2×1,5 см; 3,2×1 см и др. Размеры площадки: 2,6×1,8 см. Клин в нижней части очень острый, образованный чередующимися сколами. Вероятно, мог служить для резания. Размеры: 3,4×3,9×2,4 см. Судя по забитости с одной стороны, не исключено, что этот нуклеус использовался как орудие — грубое скребло со слегка выемчатым лезвием (рис. 5,*6*).

Второй нуклеус происходит из почвы 12. Он площадочный, с уплощенной рабочей поверхностью, на большей части которой еще не произведены сколы, а имеется поверхность раскалывания, образованная, очевидно, по трещине. Зато сколы по краю с обеих сторон нуклеуса выражены очень хорошо, их размеры на рабочей поверхности: 0,9×0,5×1,2 и 2,7×1,8 см, с обратной стороны — 2,3×0,9 см. Размеры этого одностороннего уплощенного площадочного нуклеуса: 3,4×2,9×1,9 см (см. рис. 5,*5*).

Пластины. Названы так условно. Несмотря на то что соотношение длины и ширины у них соответствует размерам, принятым для пластин, их нечеткая форма и плохая огранка спинки указывают на то, что это пластинчатые отщепы.

Более крупная пластина имеет параллельный характер огранки спинки. Ударная площадка покрыта галечной коркой, сильно скошена к плоскости удара (под углом в 120°). Пластина расколота вдоль. Это, по всей очевидности, произошло во время скалывания, а не сделано преднамеренно. Размеры: 3,8×1,6×1,1 см (см. рис. 5,*2*). Вторая пластина полупервичная, с двумя мелкими сколами на выпуклой спинке. Ударная площадка треугольная, образованная одним сколом (см. рис. 5,*7*).

Отщепы. Хорошо выраженных отщепов очень мало. Есть несколько мелких кремневых отщепов, но всегда фрагментированных (по-видимому,

Рис. 4. График распределения артефактов по вертикали в палеопочвах 11 и 12

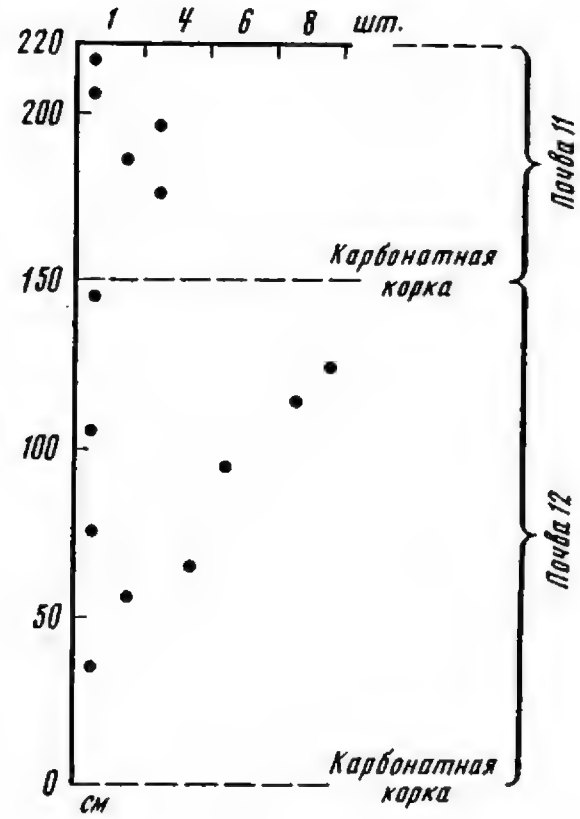
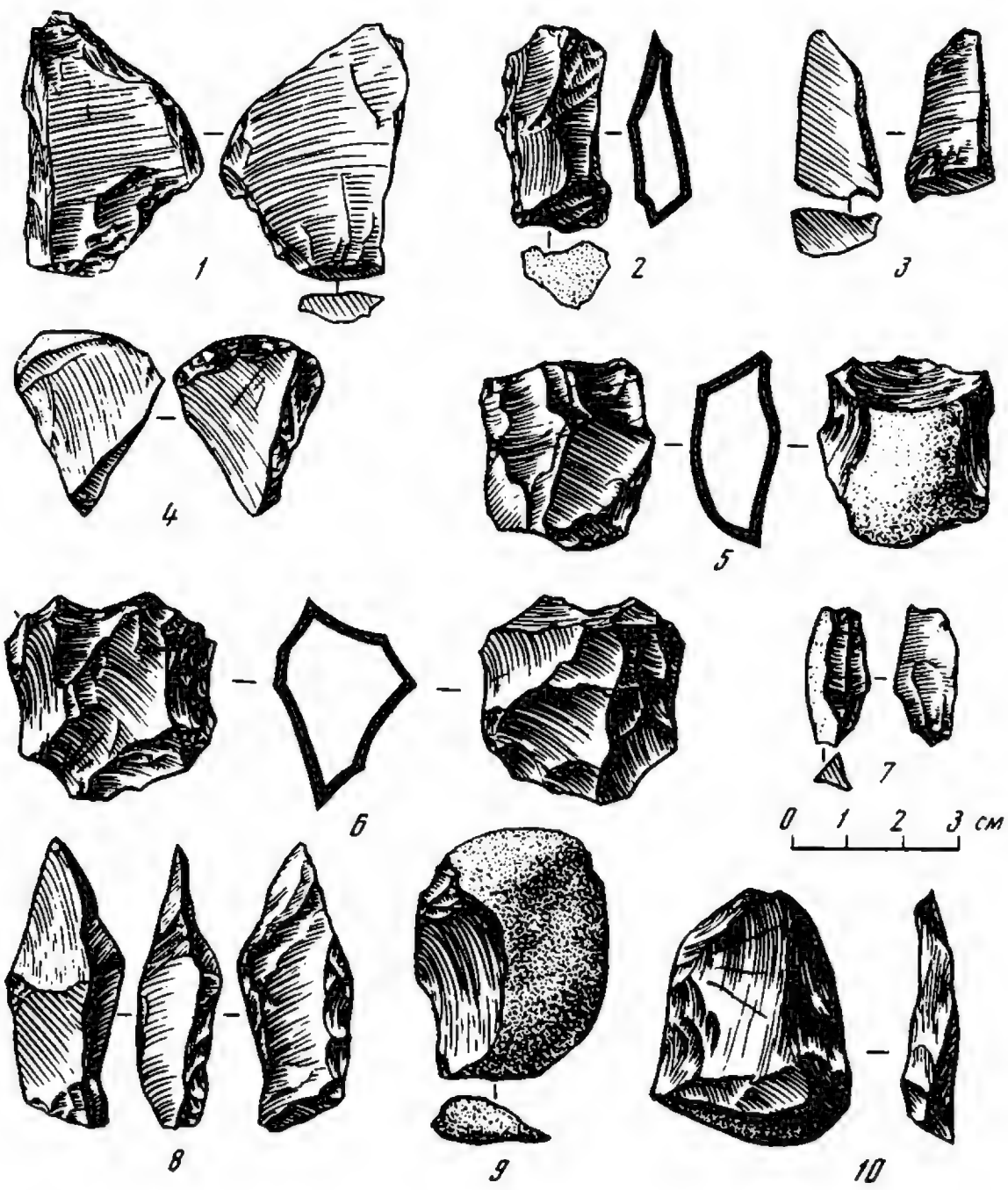


Рис. 5. Местонахождение Кульдара

Каменные изделия: *1* — отщеп; *2, 7* — пластинчатые отщепы; *3, 4* — осколок-клин; *5, 6* — нуклеус; *8* — отщеп с ретушью; *9* — полупервичный отщеп; *10* — осколок с ретушью



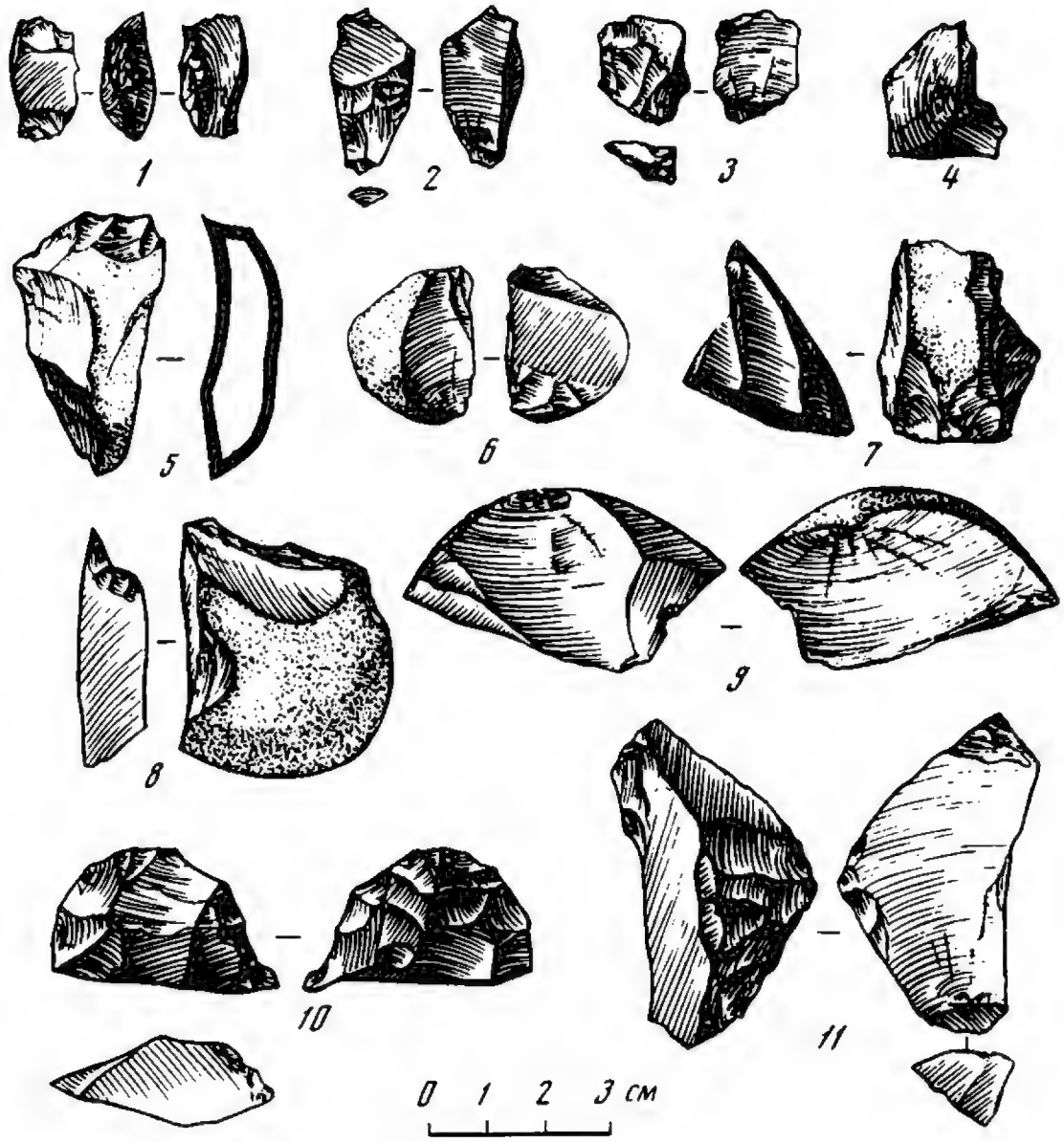


Рис. 6. Местонахождение Кульдара

Каменные изделия: *1, 11* — отщепы с ретушью; *2—6* — осколки с ретушью; *7* — скребок; *8* — галька со сколами; *9* — "долька апельсина"; *10* — обломок бифасиального изделия

случайно, так как очень трудно предположить преднамеренное фрагментирование столь мелких предметов). Длина отщепов от 2,5 до 4,8 см. Наиболее крупный отщеп неправильной формы из кварцитовидной породы желтого цвета. Фасетки обработки на спинке прослеживаются очень плохо, зато хорошо видна боковая подправка, особенно заметная на дистальном конце. Ударная площадка гладкая, овальная. Угол скалывания 98°. По краю площадки на спинке типичные ступенчатые следы подправки. Отщеп расколот вдоль, но эта плоскость не производит впечатления резцового скола. Размеры: 4,8×3,1×1,6 см (см. рис. 5,*1*). Упомянем еще крупный полупервичный отщеп, имеющий с левой стороны спинки хорошо заметный преднамеренный скол. Площадка прямая, покрыта галечной коркой. Угол скалывания 90°.Размеры: 4,5×3,4×0,1 см (см. рис. 5,*9*).

Отщепы с обработкой. Наиболее выразительными отщепами со вторичной подправкой, выраженной или чешуйками, или более крупными сколами или участками, напоминающими рабочий край долотовидных изделий типа piéce écaillée, являются обломки очень мелких, микролитических отщепов из более или менее пластичных пород (рис. 6,*1*; рис. 7,*3,4,6*). К крупным экземплярам можно отнести изделия, приведенные на рис. 5,*8;* 6,*11;* 7,*11*.

Отщепы и осколки-клинья. Очень интересная, но слабо представленная группа. Эта техника в дальнейшем становится очень заметной в инвентаре памятников каратауской культуры. Примеры клиньев приведены на рис. 5,*3*; 5,*4*.

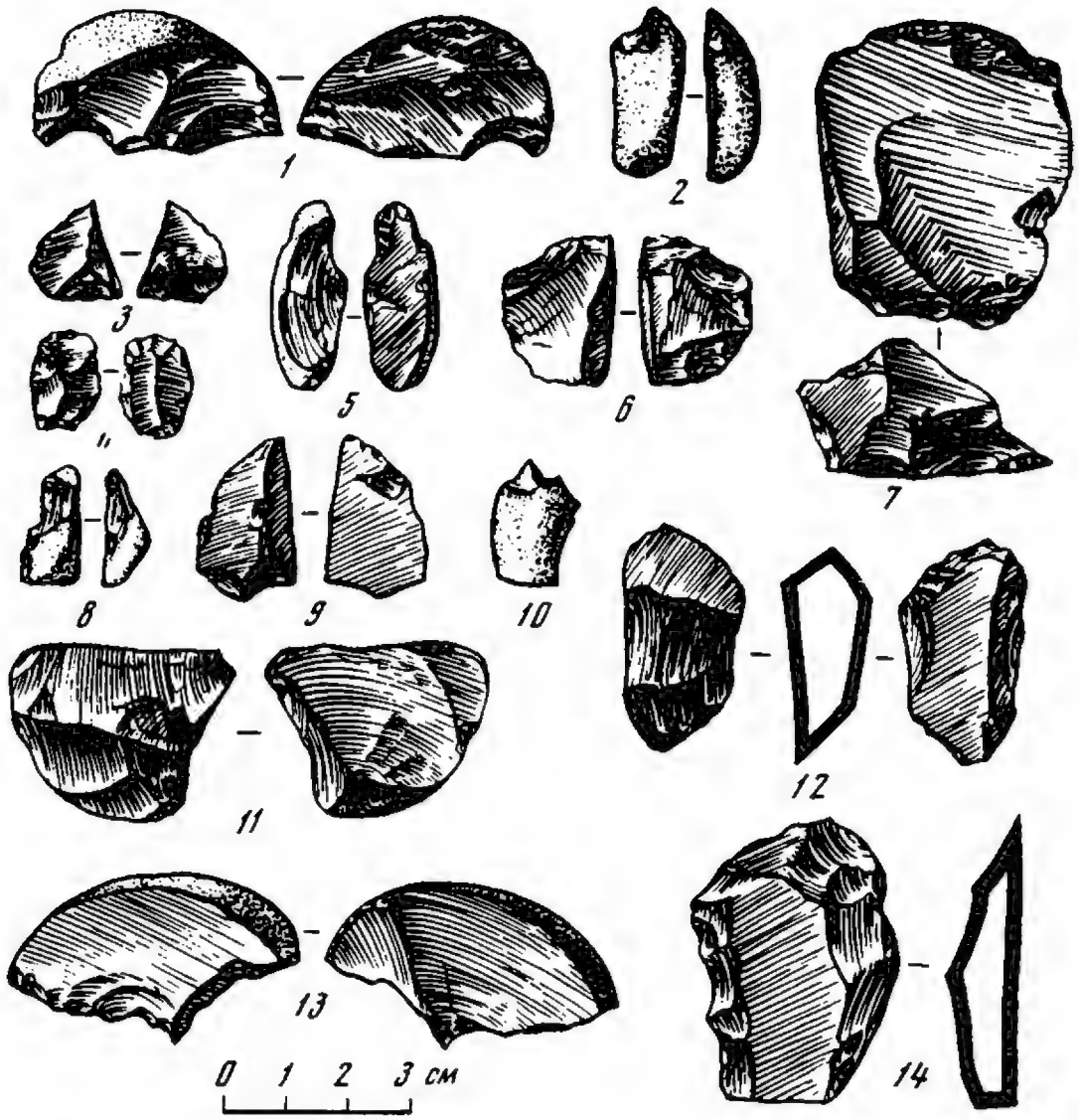


Рис. 7. Местонахождение Кульдара

Каменные изделия: *1, 13* — "долька апельсина"; *2, 10* — проколка; *3, 4, 6* — отщеп с ретушью; *5, 8, 12* — осколки с ретушью; *7* — скребок, *9* — обломок, *11* — отщеп; *14* — скребло

Обломки и осколки со сколами и подправкой. Очень разнообразны по характеру и связаны между собой только присутствием ретуши по краю, иногда довольно четкой (см. рис. 5,*10*; 6,*2—6*; 7,*5, 8, 12*).

Дольки апельсина. Новая категория орудий в советском палеолитоведении, которую стали специально выделять совсем недавно. Очень характерные изделия для галечных индустрий разного времени. Хороший экземпляр представлен на рис. 6,*9*, менее хорошо выраженные экземпляры — на рис. 7,*1, 13*.

Гальки со сколами. Среди наиболее выраженных предметов этого типа наиболее интересна одна. Это обломок гальки с фасетками сколов. Их преднамеренный характер как будто не вызывает сомнений. Галечка расколота вдоль, и благодаря двум довольно крутым сколам здесь образован небольшой носик — рабочий элемент. Материал — кварцитовый песчаник. Размеры: 4,8×2,0×1,5 см (см. рис. 6,*8*).

Проколки (?). Хорошо выраженных проколок нет. Вместе с тем отдельные предметы, преимущественно мелкие, как будто можно отнести к этой категории артефактов (см. рис. 7,*2, 10*).

Скребла и скребки. Наиболее заметная категория изделий. Помимо четырех выделенных в списке экземпляров, имеется несколько скребловидных инструментов, отнесенных к категории отщепов с ретушью. Категория скребел и скребков в этой ситуации чисто условная.

Плохо выраженный скребок на утолщенном крае плитки из фельзитпорфира, рабочий край образован несколькими крупными (0,8×0,7; 0,7×0,4 см) фасетками, но четкая мелкая подправка отсутствует. Размеры: 4,8×4,0×1,0 см (см. рис. 7,*7*).

Скребок, напоминающий долотовидное орудие, показан на рис. 6,*7*. Наиболее хорошо выражено скребло, вернее, обломок из плитки серой крупнозернистой породы. На выпуклой части хорошо прослеживается широкая плоская фасетка скола. По краю крупная сетчатая ретушь. Менее вероятно, что это результат "топтания". Размеры: 5,7×3,0×1,5 см (см. рис. 7,*14*). Четвертый скребок представляет собой обломок темной, напоминающей диорит породы, трехгранный в сечении. На утолщении сделаны мелкие, явно преднамеренные сколы, образующие скошенное скребущее лезвие скребка. Размеры: 3,6×1,9×1,3 см.

Обломок бифасиального орудия. Материал — темно-серый фельзитпорфир. Мелкие сколы хорошо видны на обеих сторонах (размеры: 1×0,5; 2×1,4; 1,3×1,3 см), сечение ромбовидное. Обработка скорее бифаса, чем нуклеуса. С одной стороны — мелкая дополнительная ретушь, несколькими сколами выделен небольшой шип. Размеры: 2,8×3,7×1,5 см (см. рис. 6,*10*).

Обломки. Размеры осколков и обломков: 0,9×1,0×1,4; 1,2×1,5×0,5; 1,6×2,0×0,4; 2,3×1,5×0,9 см (см. рис. 7,*9*). Подобные обломки — это не случайный щебень, естественное попадание которого в погребенные почвы практически исключено. Они получаются в результате раскалывания галек из-за плохого качества первичного материала. Этот процесс неоднократно отмечался экспериментаторами (Матюхин, 1976; Ранов, Жуков, 1982).

Скудость археологического материала, конечно, снижает ценность местонахождения Кульдара как самостоятельного археологического памятника, превращая его лишь в очень ценный хронологический репер. Мы можем в данной ситуации отметить лишь некоторые особенности полученного материала. Прежде всего следует отметить небольшие размеры индустрии. Одна четверть предметов, выделенных как артефакты, имеет длину менее 2 см, примерно половина — от 2 до 4 см, и лишь четверть — от 4 до 5 см и более. Таким размерам нет аналогий ни в одной из индустрий, обнаруженных в плейстоценовых палеопочвах Южного Таджикистана.

Возможно, что такое представление возникает из-за небольшого объема находок или исключительных обстоятельств, связанных, например, с распространением мелких галечек (2—3 см, редко 5—10 см в диаметре), встречающихся вместе с инструментарием Кульдары, возможно определявших микролитизм орудий. С другой стороны, можно сослаться на очень мелкие орудия, оформленные прямо-таки мезолитической мелкой ретушью в миндельское время (Vértes, 1970; Burdukeiwich et al., 1979). Мелкие орудия известны и для нижнеплейстоценовых, в том числе очень ранних, индустрий Восточной Африки, таких, как индустрия кварцитов в долине Омо (Roche, 1981), Кооби Фора (Issak, Harris, 1978). В Бельцигислебене (Mania, Vlcek, 1977) и Олдувае (Leakey, 1971) вместе с мелкими орудиями размером 3—5 см встречаются и крупные. В других названных случаях мелкие размеры артефактов абсолютно преобладают. Так, средний размер изделий Вертешсолеша — 2,4 см, размеры находок в долине Омо — 1—3 см.

Невыразительность, аморфность индустрии Кульдары уже отмечалась, хотя было бы неправильным говорить об исключительном архаизме этого древнейшего в Средней Азии памятника. Скорее, наоборот, может удивлять хорошая обработка некоторых изделий, прежде всего обломка бифасиального орудия или двух микролитических неуклеусов. Здесь, очевидно, мы должны идти не от установившихся археологических традиционных представлений, а от возраста нового памятника, некоторые элементы индустрии которого могут показаться несколько необычными. Очень вероятно, что дальнейшее накопление материалов по этой индустрии позволит выделить и типологические серии, основные контуры которых намечены в настоящей публикации.

В плане техники раскалывания в индустрии Кульдары преобладает галечная техника, о чем свидетельствует распространение полупервичных отщепов неправильной формы.

В заключение можно сказать, что эта еще малоизвестная индустрия, вероятнее всего лежащая в основании всего развития галечных индустрий, уже известных на юге Таджикистана, представляет собой особый вариант последних и, во всяком случае, пока должна быть отчленена от каратауской культуры конца среднего плейстоцена.

ЛИТЕРАТУРА

Додонов А.Е., Пеньков А.В. Некоторые данные по стратиграфии водораздельных лёссов Таджикской депрессии (Южный Таджикистан) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1977. N 47. С. 67—76.

Додонов А.Е., Ранов В.А. Новые палеолитические находки в лёссах бассейна р. Кызылсу (Южный Таджикистан) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1976а. N 46. С. 99—106.

Додонов А.Е., Ранов В.А. Палеолитические находки в древних лёссах у Ховалинга // Археологические открытия 1975 года. М.: Наука, 1976б. С. 563—564.

Додонов А.Е., Ранов В.А., Пеньков А.В. Находки палеолита в древних погребенных почвах Южного Таджикистана и их геологическая позиция // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1978. N 48. С. 86—102.

Лазаренко А.А., Громов В.И. Находка палеолитического отщепа в отложениях ташкентского комплекса в районе г. Пскента // Тр. Междунар. симпоз. по литологии и генезису лёссовых пород. Ташкент: Фан, 1970. Т. 1. С. 233—237.

Лазаренко А.А., Ранов В.А. Новая палеолитическая стоянка Каратау I в Южном Таджикистане // Успехи среднеазиатской археологии. Л.: Наука, 1975. Вып. 3. С. 69—73.

Лазаренко А.А., Ранов В.А. Каратау I — древнейший палеолитический памятник в лёссах Средней Азии // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1977. N 47. С. 45—57.

Ломов С.П., Ранов В.А. Погребенные почвы Таджикистана и распределение в них палеолитических орудий // Почвоведение. 1984. N 4. С. 21—30.

Ломов С.П., Сосин П.М., Сосновская В.П. Строение и вещественный состав погребенных почв Таджикистана // Почвоведение. 1982. N 1. С. 18—30.

Мавлянов Н.Г., Касымов М.Р. Находка палеолитического орудия в разрезе Аркутсай предгорной части Каржантауского хребта // Узб. геол. журн., 1984. N 3. С. 66—67.

Матюхин А.Е. Экспериментальное изучение техники изготовления галечных орудий // Сов. археология. 1976. N 3. С. 8—24.

Пеньков А.В., Гамов Л.Н. Палеомагнитные реперы в плиоцен-четвертичных толщах Южного Таджикистана // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 184—189.

Ранов В.А. Древнепалеолитические находки в лёссах Южного Таджикистана // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980, С. 195—202.

Ранов В.А., Жуков В.А. Работы отряда по изучению каменного века в 1976 г. // Археологические работы в Таджикистане. 1982. Вып. 16. С. 9—30.

Burdukeiwich J., Mania D., Kocon A., Weber T. Die Silex artefacte von Bilzingsleben. Zu ihrer morphologischen Analyse // Ethnogr.-archäol. Ztschr. 1979. Bd. 20. S. 682—703.

Mania D., Vlček E. Altpaläolithische Funde mit Homo Erectus von Bilzingsleben (DDR) // Archeol. rozhl., 1977. Sv. 29. S. 603—616.

Isaak G., Harris J. Archaeology // Koobi Fora Research project. Oxford, 1978. Vol. 1. P. 64—85.

Leakey M. Olduvai Gorge. Cambridge, 1971. Vol. 3. 298 p.

Roche E. Premiers outils taillés d'Afrique. Mayenne, 1981. 264 p.

Vértes L. "Zitrus" (epi-chopper) — Industrie in Ungarn // Frühe Menschheit und Umwelt. Köln; Wien, 1970, Bd. 1. S. 28—33.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 56 1987

УДК 551.79:551.21.31+556.3(55)

В.Э. МУРЗАЕВА, Л.И. ФЛЁРОВА

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПРОЛЮВИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ИРАНА И ЕГО ВОДОНОСНОСТЬ

Обобщение литературных материалов, проведенное при составлении карты четвертичных отложений зарубежной Азии масштаба 1:5000000, а также выявление гидрогеологических особенностей водоносных комплексов в этих отложениях позволили установить определенные взаимосвязи между строением четвертичного покрова и его водоносностью по определенным природным областям. Показательным примером может служить северо-восточная часть Ирана, отличающаяся разнообразием ландшафтных условий.

В Северо-Восточном Иране по особенностям подгорной аккумуляции выделяются три района, различающиеся прежде всего условиями увлажнения, температурным режимом и, следовательно, спецификой четвертичного осадконакопления и формирования подземных вод: 1) северные предгорья Эльбурса; 2) южные предгорья Эльбурса и Туркмено-Хорасанские горы; 3) равнины Иранского нагорья. Климат Северо-Восточного Ирана в целом сухой, субтропического типа. Лишь в северных предгорьях Эльбурса, который служит основным препятствием на пути движения влажных масс с моря, среднегодовое количество осадков достигает 1000—1200 мм. Южные склоны этого горного массива, как и удаленные от моря Туркмено-Хорасанские горы, получают значительно меньше осадков (300—600 мм) при общей тенденции уменьшения их количества в южном и восточном направлениях. Наконец, очень сухим климатом отличается Иранское нагорье, особенно пустыня Деште-Кевир, где выпадает от 50 до 250 мм осадков в год.

По особенностям температурного режима первый район относится к зоне сравнительно мягкого субтропического климата; постепенно к югу и востоку возрастают температуры и их амплитуды, растет континентальность климата, который в пустынях района 3 имеет уже все черты субтропического континентального. Соответственно по выделенным районам меняются испаряемость, величина инсоляции, относительная влажность воздуха, минимальные значения которой (до 30 и даже 5%) зафиксированы в Деште-Кевире.

В зависимости от ландшафтных условий отложения, связанные с концевой флювиальной аккумуляцией в подгорной зоне, имеют несколько разный генезис и состав (рис. 1). Так, в аридной пустынной обстановке района 3 у подножия гор залегает типичный пролювий — концевые накопления временных потоков, образующие серии конусов выноса нескольких уровней, а в центральных частях впадин — отложения смешанного аллювиально-пролювиального генезиса, слагающие огромные равнины. В их формировании основную роль играют концевые разливы водотоков (периферийная застойноводная фация пролювия) и русловой аллювий временных водотоков, накапливающийся во влажные сезоны или серии относительно влажных лет. В сравнительно влажных

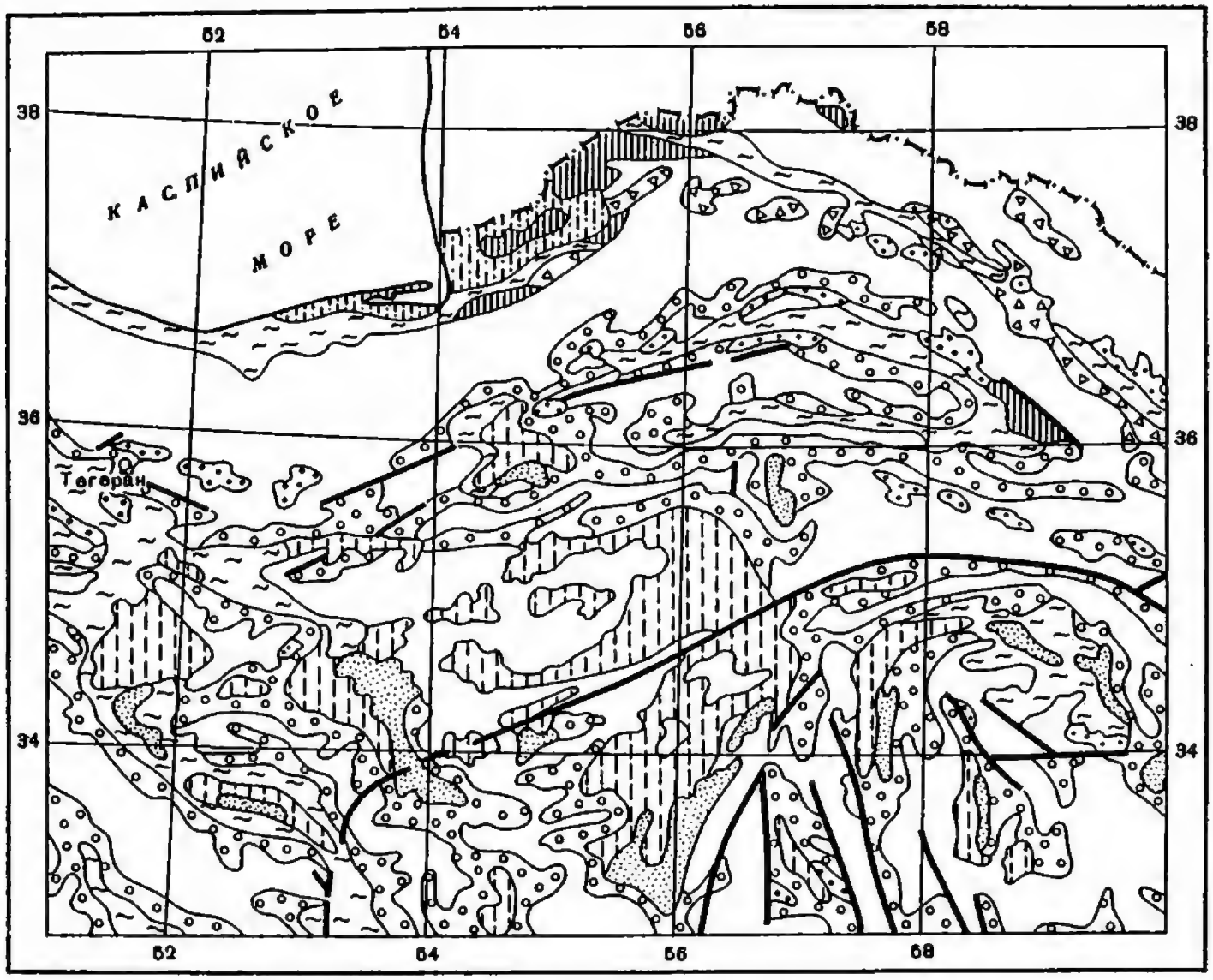


Рис. 1. Схематическая карта четвертичных отложений северо-восточного Ирана. М-б 1:5000000. Составила В.Э. Мурзаева

Отложения: *1* — плиоцен-нижнечетвертичные — пролювиальные и аллювиально-пролювиальные; *2* — четвертичные — пролювиальные; *3* — верхнечетвертично-современные — аллювиально-морские и морские; *4—8* — современные: *4* — делювиально-пролювиальные, *5* — лёссовидные, *6* — аллювиально-пролювиальные, *7* — озерно-пролювиальные, *8* — эоловые; *9* — дочетвертичные породы разного возраста и генезиса

условиях района 1 на северной стороне гор Эльбурса в комплексе подгорных образований значительную роль приобретают делювиальные сравнительно мелкоземистые осадки плоскостного смыва и крупные аллювиально-пролювиальные конусы выноса постоянных рек. В районе 2, занимающем по степени увлажненности промежуточное положение, пролювиальные отложения развиты обычно в сочетании с делювием и аллювием. Ниже приводится краткое описание состава четвертичных (в том числе плиоцен-четвертичных) подгорных накоплений по выделенным районам.

Район 1. К северу от Эльбурса распространены в основном аллювиально-пролювиальные верхнечетвертично-современные отложения, слагающие большую часть Прикаспийской равнины. Крупность материала, выносимого сюда реками с гор, естественно, убывает с приближением к морю. За исключением узкой полосы, сложенной вершинной галечной и галечно-песчаной фацией, на равнине преобладают песчано-алевритовые и алеврито-глинистые породы, нечетко слоистые, с частыми изменениями состава. Близ гор под песчано-алевритовыми отложениями мощностью до 7—10 м залегают галечники с прослоями суглинков. К востоку от Горганы аллювиально-пролювиальные галечно-валунные отложения перекрыты горизонтом суглинков, которые близки лёссу, но отличаются более высоким (до 20%) содержанием песка (Keraudren, Tibault, 1973). В тех местах, где

горы близко подходят к морю, конус выноса целиком состоит из галечника, например в устье р. Чалус. Галечники здесь слабо сцементированы, с прослоями песка, близ берега моря с примесью раковин и уплощенных морских галек; мощность их до 20—25 м (Ehler, 1969).

Вдоль подножия Эльбурса и в межгорных его впадинах широко развиты и делювиально-пролювиальные отложения. В рельефе они выражены в виде слившихся шлейфов и мелких конусов выноса, сложенных плохо сортированными и плохо окатанными обломками местных пород в суглинисто-супесчаном заполнителе; в распределении обломков местами заметна грубая слоистость. Количество обломков книзу обычно увеличивается. С поверхности часто залегает маломощный слой суглинков лёссовидного облика, почти лишенных примеси щебня и дресвы. Общая мощность делювиально-пролювиальных отложений невелика и измеряется первыми метрами, местами достигая 10—15 м. По возрасту большая часть отложений этого типа показаны на геологической карте Ирана масштаба 1:1000000 как современные, однако в этом районе формирование их началось еще в конце позднего плейстоцена по мере отступания хвалынского моря.

Район 2. Входящая в его пределы Тегеранская равнина может считаться стратотипом для изучения подгорных накоплений. Основы расчленения ее отложений заложил Х. Рибен (Rieben, 1953, 1955, 1966); впоследствии этот вопрос дорабатывался многими другими исследователями (Engalenc, 1968; Vatan, Jassini, 1969; Vita-Finzi, 1969; Beaumont, 1972). Из выделенных Х. Рибеном четырех "формаций" к пролювиальным, в том смысле, как они понимаются в советской геологии, можно отнести пачки В и С, в то время как пачки А и Д содержат аллювиальные и пролювиальные фации.

Комплекс четвертичных пролювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений Тегеранской равнины начинается со свиты хезардарех (пачка А), в которой преобладают конгломераты и галечники характерной светлой окраски. Обломочный материал угловатый и среднеокатанный, диаметром в среднем 5—10 см, местами встречаются блоки размером до 1 м. К югу с удалением от гор диаметр обломков уменьшается, окатанность улучшается. В распределении материала заметна четкая правильная слоистость, мощность слойков 10—12, реже до 30 см. Степень цементации разная: наряду с рыхлыми песчано-галечными отложениями встречаются прослои конгломератов с прочным карбонатным цементом, есть включения гипса в виде игольчатых кристаллов. Залегание слоев нарушенное, с падением 30—50°, местами опрокинутое, со следами сжатия в линейновытянутые складки. Мощность отложений близ гор достигает 1200 м, южнее быстро уменьшается до 30 м и менее.

Выше залегает "кохризакский аллювий" — пачка В. Он лежит на более древних отложениях с угловым несогласием и размывом, а близ гор — с маломощным (1—2 м) базальным конгломератом из гальки и неокатанных обломков. В аллювии преобладают переслаивающиеся галечники, лёссовидные суглинки и глины с включением гравия и карбонатных конкреций. В глинах местами отмечаются скопления кристаллов гипса и отдельные глыбы и блоки пород объемом до 100 $м^3$, принос которых связан с обвалами и селями. Для отложений пачки В характерны палево-коричневый, прослоями красноватый цвет, пятнистая окраска окислами железа и марганца, особенно интенсивная для рыхлых песчано-галечных слоев, плотные карбонатне корки (поверхностные и внутриформационные), углекислые прослойки. Галечники с удалением от гор мельчают, сортировка их улучшается, еще дальше они фациально замещаются суглинками, супесями и глинами периферической (застойноводной) фации пролювия. Залегание слоев субгоризонтальное, но местами отмечаются небольшие нарушения. Разнородность состава послужила основанием некоторым авторам называть отложения пачки В гетерогенными. Мощность их также очень изменчива — от первых

метров до 50—100 м вблизи вершин древних конусов выноса; в 20 км южнее Тегерана она не превышает 10 м.

Вышележащая пачка C — "тегеранский аллювий" — слагает молодые, но уже расчлененные конусы выноса. Он представлен переслаиванием алевритов, песков, конгломератов и галечников; слоистость грубая, но четкая, сортировка плохая, цвет серый, местами коричневый; базальный горизонт — красные выветрелые обломки со следами слабой слоистости. С поверхности обычно залегает плотная красная латеризированная кора выветривания конгломератов с карбонатной цементацией мощностью до 1 м. В северной части Тегерана таких кор в разрезе несколько, их разделяют 3—4-метровые прослои песка, гравия и гальки с редкими валунами. Состав обломочного материала сугубо местный, часто совершенно разный у двух соседних конусов. Мощность от долей метра до первых десятков, максимум 90 м. Характерно уменьшение мощности по падению слоев от вершин конусов выноса в сторону равнины.

Пачка D — "хорремабадский аллювий" голоценового возраста — в северной части Тегерана образует полосу слившихся конусов выноса. Она лежит с размывом на пачке C, отличается темными коричневыми и светлыми зеленовато-серыми тонами, отсутствием цементации, имеет гравийный, иногда галечный состав и маломощный покров мелкозема. Галька сравнительно хорошо окатана, тяготеет к низам разреза, в крупных уэдах в руслах лежат огромные блоки и глыбы. Фации концевых разливов на равнине к югу от Тегерана представлены маломощными суглинками (Engalec, 1968). В них часто встречаются обломки костей, древесного угля и глиняные черепки; местами отмечены культурные горизонты и прослои погребенных почв. Мощность отложений пачки D невелика — в г. Тегеран в среднем 4 м.

Возраст описанных четырех пачек подгорных накоплений, определявшийся прежде по их стратиграфическому положению, степени дислокации и другим косвенным признакам, относился соответственно к плиоцен-плейстоцену, древнему плейстоцену, субсовременному и современному периодам. Более детальные работы с привлечением археологических данных и радиоуглеродного датирования (Vita-Finzi, 1969) показали, что пачка C сформировалась примерно от 40—50 до 6—7 тыс. л.н., а пачка D — в середине голоцена, около 5,5 тыс. л.н. На представленной карте (см. рис. 1) эти четыре генерации отложений обозначены индексами N_2—Q_I, Q_{II-III}, Q_{III-IV}, Q_{IV}.

Плейстоценовый пролювий, сопоставимый по возрасту с пачкой B, слагает конусы выноса и к юго-востоку от Тегерана, в районе г. Верамин. Грубообломочный материал крупных конусов отличается хорошей окатанностью, мелких — угловатостью и плохой сортировкой. С поверхности на конусах развиты "пустынные мостовые" — слой обломков с глянцевой корочкой "загара", скопившихся в результате выборочной дефляции. Диаметр валунов у вершины конусов 0,1—0,5 м, уменьшается с удалением от гор; в том же направлении падает и мощность отложений — от 275 до 10—15 м. По степени расчленения и археологическим находкам предполагается досовременный, "времени плейстоценовых оледенений", возраст большей части пролювия этого района (Beaumont, 1972).

В условиях сравнительного увлажнения в Туркмено-Хорасанских горах значительную роль в осадконакоплении плейстоцена, особенно в периоды влажного климата, играли процессы аллювиальной и делювиальной аккумуляции, проявлявшиеся в комплексе с концевым отложением материала. Наиболее древние образования такого типа в этих районах сохранились плохо. Так, в продольной Кучано-Мешхедской впадине аллювиально-пролювиальные отложения, сопоставляемые с плювиальными периодами ледникового плейстоцена, слагают останцы высоких террас. В их составе преобладают слоистые галечники и конгломераты, окрашенные соединениями железа в коричневые и красноватые тона; местами встречаются плотные глинистые горизонты выветривания

со следами почвообразования (Калугин, 1977). Молодые ("субсовременные") аллювиально-пролювиальные отложения низких террас представлены здесь суглинками, глинистыми песчаниками и конгломератами, образующими сильно расчлененный рельеф типа адыров.

Район 3. В связи с аридностью климата здесь широко распространены пролювиальные, а в центральных частях впадин — аллювиально-пролювиальные и озерно-пролювиальные отложения.

Наиболее древняя генерация подгорных образований представлена обычно, так же как и на Тегеранской равнине, конгломератами большой мощности с нарушенным залеганием. Так, в районе г. Джам развиты конгломераты светлые, серые, бежевые и красноватые, слоистые, с прослоями рыхлых песчаников, глин и песчанистых гипсосодержащих мергелей. Дислоцированные конгломераты расчленены эрозией, создавшей в них причудливые формы типа "волшебных труб". Мощность конгломератов в этом районе 150—200 м (Alavi-Naini, 1972).

Четвертичный пролювий покрывает здесь поверхности так называемых даштов — слабонаклонных равнин, тянущихся от подножия гор к равнинам, глинистым (дагам) или засоленным (кевирам). По высоте залегания, степени расчлененности, выветрелости и другим признакам отложения даштов, как указывает Е.И. Селиванов, делятся на три возрастные категории. На восточной окраине Деште-Кевира наиболее древние из них представлены галечниками, местами конгломератами и песчаниками с карбонатным цементом, в значительной степени выветрелыми, слагающими сильнонаклонные и расчлененные высокие (90—100 м) даштy (Ruttner et al., 1968). Древние отложения даштов моложе плиоплейстоценовых конгломератов, в которые они вложены с врезом и несогласием. Исходя из этого, возможно сопоставление пролювия высоких даштов пустынных впадин Северо-Восточного Ирана с древнеплейстоценовой пачкой В района Тегерана.

Более молодые подгорные накопления в аридных впадинах приурочены к среднему уровню даштов и слагают конусы выноса, прорезанные эрозией на несколько метров. Литологически это тоже галечники, реже конгломераты, обычно с валунами; материал слабовыветрелый. В нижней периферической части отложения перекрыты тонкими осадками кевира (Ruttner et al., 1968).

Современные аллювиально-пролювиальные отложения в крупных впадинах нагорья покрывают обширные поверхности, образующие переход от самых низких, обычно засоленных равнин к горному обрамлению. Здесь действует русловая и концевая аккумуляция, что четко видно на геологических картах крупного масштаба, где изображена частая сеть русел временных потоков и разделяющие их низкие плоские поверхности современного дашта, сложенного пролювием. Отложения низких даштов имеют мелкогалечный и алеврито-песчаный состав и по периферии фациально замещаются засоленными осадками кевиров. С поверхности, как правило, залегают грунты глинистого состава. На обширных пустынных равнинах этот поверхностный глинистый горизонт развит практически повсеместно и характеризуется значительной (до 20—40 м) мощностью. На разрезе, составленном по данным бурения у г. Кашан (рис. 2), видно, как с приближением к горам этот глинистый покровный горизонт фациально замещается более грубообломочными отложениями пролювиального типа. В формировании таких мощных глин, кроме концевых глинисто-илистых выносов, на каких-то этапах голоцена и, возможно, позднего плейстоцена принимали участие осадки временных озер-разливов и принесенная ветром лёссовая пыль (Nadji-Esfahani, 1971).

Описанные особенности четвертичных отложений подгорных зон и межгорных впадин отражаются определенным образом на их гидрогеологической характеристике.

Комплекс подгорных отложений заключает значительные ресурсы подземных

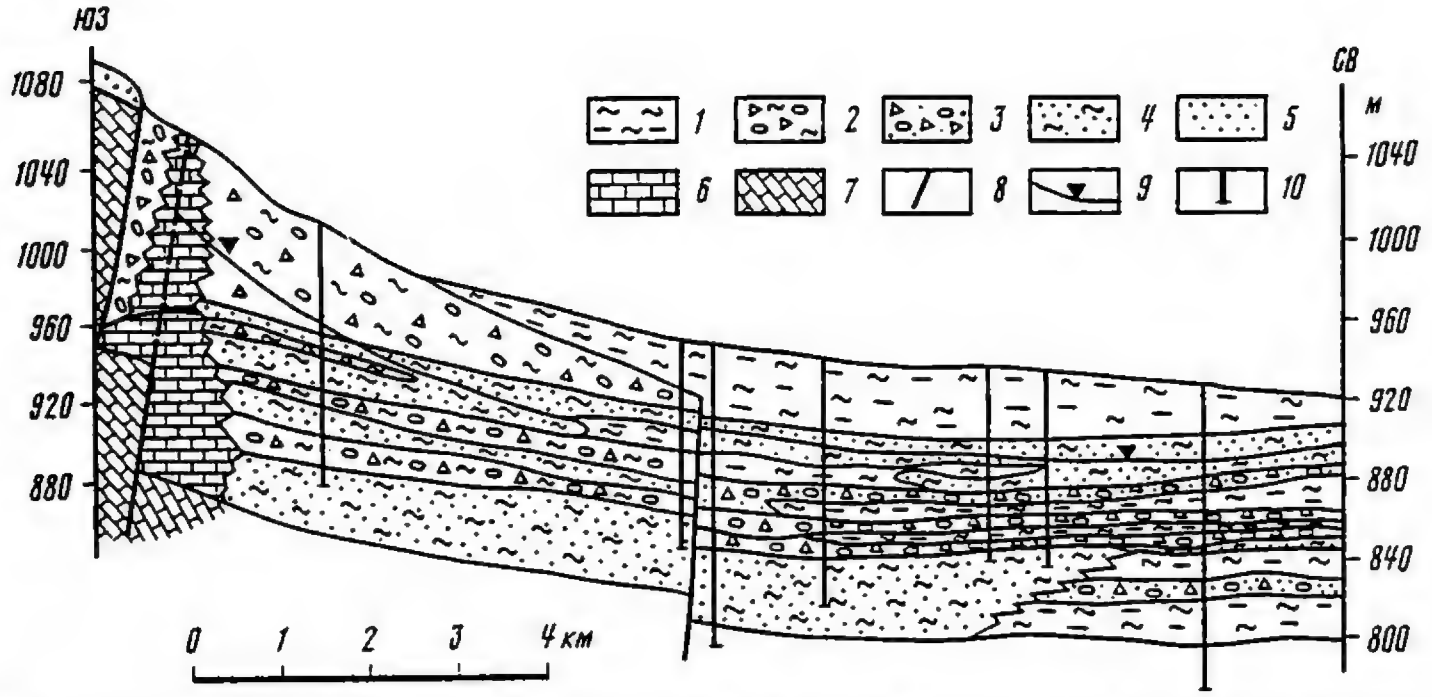


Рис. 2. Геолого-гидрогеологический разрез отложений подгорной равнины у г. Кашан (по Nadji-Esfahani, 1971)

1—6 — четвертичные отложения: *1* — суглинки, алевритистые и жирные глины, *2* — галечники, щебни с суглинистым заполнителем; *3* — галечники, щебни с песчаным и суглинистым заполнителем, *4* — песок алевритистый, *5* — конгломераты, *6* — травертины; *7* — олигоцен-миоценовые известняки; *8* — разрывные нарушения; *9* — уровень подземных вод; *10* — скважины

вод, имеющих важное народнохозяйственное значение. Подземные воды образуют единую, сложно построенную гидравлическую систему, объединяющую несколько водоносных горизонтов. Водовмещающие породы — пески разно- и среднезернистые, гравий, галька, валунники, щебень — слагают прослои и линзы различного простирания, формы и мощности. Разделяющие их водоупорные образования — суглинки, глины, алевриты — имеют мощность от единиц до первых десятков метров, а верхний водоупорный горизонт на некоторых равнинных участках может достигать 40 м.

Наиболее изучены подземные воды комплекса на подгорной Тегеранской равнине, в районе г. Кашан, у подножия Северного Эльбурса, в Кучано-Мешхедской впадине и в Тебесских горах. На Тегеранской равнине и в конусах выноса уэдов Кан, Кередж и др. прослеживается несколько довольно протяженных водоносных горизонтов мощностью 10—15 м каждый. Восточнее, у подножия гор Кухе-Сепайех, водоносные прослои отличаются прерывистостью распространения, местами в связи с развитием эрозионных врезов — карманообразным залеганием. В районе Кашана около 30—40% разреза составляют водоносные песчано-гравийно-галечные породы, часто с линзовидным залеганием. Наименьшие мощности водоносных прослоев характерны для пролювия у Тебесских гор, на участках к югу от оз. Дерьячейе-Немек и др.

По условиям залегания подземные воды обычно ненапорные, зеркало их вскрывается на различных глубинах в зависимости от особенностей разреза. В целом для рассматриваемой территории прослеживается определенная закономерность — уменьшение глубин залегания воды от предгорных участков к равнинным. В частности, на Тегеранской равнине наибольшие значения глубин отмечены в верховьях конусов выноса или при наложении конусов разных генераций. В уэде Кан глубины залегания воды достигают 100—40 м, в Тегеране 60—40 м, уменьшаясь к югу между поселками Кехризек и Рей до 10—5 м; в предгорьях Эльбурса они составляют около 50 м. В районе Кашана глубина залегания воды меняется от 100 м у подножия гор до 50—40 м на территории города, далее у краев кевира она уменьшается до 5—2 м (см. рис. 2). Аналогичное

уменьшение глубины залегания воды от бортов к центральной части характерно и для межгорных котловин Туркмено-Хорасанских гор.

Развитие на равнинных участках покровных глин, так же как и наличие в разрезе известковистых корок, способствует возникновению локальных напорных условий. Присутствие нескольких прослоев глин в разрезе аллювиально-пролювиальных отложений, особенно характерное для межгорных котловин, обусловливает возрастание напоров с глубиной. Разность напоров верхних и нижних водоносных горизонтов может составлять около 10 м. На отдельных участках межгорных котловин наблюдается небольшой самоизлив.

Питание подземных вод осуществляется, как правило, за счет инфильтрации атмосферных осадков; в ряде случаев возможен дополнительный подток вод по зонам нарушений из других водоносных горизонтов. Кроме того, для Северо-Восточного Ирана определенное значение в восполнении ресурсов подземных вод имеет инфильтрация воды из ирригационных каналов, подземных водохранилищ, "канатов" (кяризов). Наиболее благоприятные условия для восполнения ресурсов отмечены в предгорьях Эльбурса и на севере Тегеранской равнины. Восточнее и особенно южнее их в связи с аридизацией климата объем инфильтрующейся влаги резко уменьшается.

Разгрузка вод комплекса осуществляется различными путями: источниками, в виде перетока вод в другие горизонты; значительную роль играет эксплуатация горизонтов многочисленными водозаборными сооружениями.

Режим подземных вод зависит от годового хода осадков, причем для верхних горизонтов грунтовых вод характерна значительная амплитуда колебаний уровней, достигающая 2—7 м, а местами и более. Движение подземных вод в общем плане направлено от предгорных участков к равнинным частям даштов или же к центральным частям межгорных котловин.

Водоносность пород комплекса пестрая, меняется по площади распространения. Фильтрационные свойства пород определеляются их литологическим составом, ухудшаясь по мере увеличения в разрезе илисто-глинистой фракции, т.е. в направлении к низким даштам. Коэффициенты фильтрации меняются от $1{,}9 \cdot 10^{-3}$ до $1{,}7 \cdot 10^{-5}$ м/с, водопроводимости — от $1 \cdot 10^{-4}$ до $2 \cdot 10^{-2}$ м^2/с. В отдельных случаях при значительной мощности рыхлых отложений и наличии интенсивного современного питания, как это имеет место, например, в конусах выноса уэда Кан, величина водопроводимости возрастает до 10^{-1} м^2/с.

Дебиты источников, дренирующих горизонты комплекса в районах с достаточным увлажнением (северные склоны Эльбурса, межгорные котловины Эльбурса и Туркмено-Хорасанских гор), достигают значений 0,5—2,0 л/с, редко выше. На остальной территории они оцениваются в десятые и сотые доли литра в секунду. В настоящее время основная разгрузка вод комплекса осуществляется искусственно, отбор вод производится колодцами, скважинами, канатами. Дебиты первых составляют в среднем 0,1—10,0 л/с; расходы скважин колеблются в пределах первых литров, в предгорьях Эльбурса — десятков литров в секунду. Наиболее широко воды комплекса отбираются системами канатов. Последние забирают подземные воды конусов выноса в предгорьях, откуда вода под действием силы тяжести стекает по подземным галереям в пониженные участки рельефа, где и каптируется поверхностными или подземными бассейнами или же идет прямо в ирригационные каналы. Расходы канатов на Тегеранской равнине составляют около 15 л/с в среднем, повышаясь в отдельных случаях до 40 л/с. В пустыне Деште-Кашан около 180 канатов имеют дебиты от 1,0 до 32 л/с, суммарный годовой отбор воды для одного каната составляет в среднем около 250 тыс. м^3. Для этого района хорошим считается канат с удельной производительностью 1,3 л/с/км.

По данным Министерства водных ресурсов Ирана, для районов с засушливым климатом производительность каната, его длина и площадь орошаемых

им земель составляют соответственно в среднем 16—17 л/с, 4,2 км и 35 га. Наименьший забор воды имеет место в дождливый сезон (январь—апрель), наибольший — в летние месяцы.

На использовании подземных вод комплекса основаны питьевое и хозяйственное водоснабжение ряда крупных городов, многочисленных населенных пунктов, а также ирригация земель. Так, суммарный годовой отбор воды скважинами и колодцами в Тегеране в 60—70-х годах составлял более 60 млн $м^3$, система канатов дополнительно поставляла более 30 млн $м^3$; кроме того, для нужд города разбирались воды уэда Кередж объемом 55—60 млн $м^3$/год. Юго-восточнее, близ г. Верамин, ежегодно с помощью колодцев и канатов из аллювиально-пролювиальных отложений извлекается до 300 млн $м^3$ пресных и слабосолоноватых вод (Issar, 1969).

В районе суммарный сбор воды оценивался в 17,4 млн $м^3$ в год, для населенных пунктов самого дашта он составлял около 70 млн $м^3$ в год (Nadji-Esfahani, 1971). Интенсивный отбор воды приводит к созданию воронок депрессий при снижении уровней до 3—18 м.

Меньшая водообильность пород комплекса фиксируется в восточной и особенно южной части описываемой территории, где преобладающие аридные условия не способствуют формированию сколько-нибудь значительных ресурсов подземных вод. Однако и здесь воды комплекса играют большую роль в водоснабжении. Расходы источников незначительны, например в Тебесских горах они составляют 0,01—0,05 л/с, в летний период источники часто иссякают. Наиболее рентабельным считается отбор воды канатами. В межгорных котловинах Туркмено-Хорасанских гор с относительно благоприятными климатическими условиями расходы канатов около Мешхед составляют 2,0—9,0 л/с, в окрестностях пос. Зурабад до 27 л/с. В отдельных котловинах при значительной мощности водоносных песков и гравийников (например, около г. Нишапур) суммарный объем отбираемой канатами воды поднимается до 500 л/с.

Для юга территории характерны весьма ограниченные ресурсы подземных вод. Так, в предгорьях Тебесских гор суммарный отбор воды системами канатов для всего района Джольгех составляет всего 20—50 л/с (Ruttner, Ruttner-Kolisko, 1972).

Формирование минерализации и химического состава подземных вод комплекса находится в тесной связи с климатом. Так, наиболее благоприятные гидрологические условия характерны для сравнительно увлажненных предгорных зон развития комплекса, где преимущественно распространены воды с минерализацией 0,3—0,6 г/л. Увеличение последней и появление в разрезе солоноватых и даже соленых вод отмечаются в равнинных частях развития комплекса по мере удаления от областей питания и с возрастанием аридизации климата. Рост минерализации наблюдается в этом случае и с глубиной. Сказанное можно проиллюстрировать на примере нескольких районов. Так, в предгорьях Эльбурса к северу от Тегерана воды характеризуются сухим остатком 0,2—0,3 г/л; величина последнего увеличивается в южном направлении до 2,5 г/л при одновременном увеличении жесткости до 10—12 мг-экв. Параллельно отмечается изменение химического состава подземных вод. В зоне прямой инфильтрации атмосферной влаги развиты воды гидрокарбнатного кальцевого состава. При переходе к участкам косвенного питания среди катионов начинают преобладать магний и натрий, сухой остаток увеличивается до 1,6 г/л и более, далее к югу в анионном составе преобладают сульфаты и хлориды.

Аналогичная картина отмечена для района Джольгех в Тебесских горах. Здесь от верховьев конуса выноса по потоку подземных вод в сторону кевира зафиксировано изменение сухого остатка от 0,24 до 3,4 г/л; компоненты минерализации меняются (мг/л): натрий — 135—1141, кальций — 44—84, магний — 5—17, гидрокарбонаты — 67—176, хлориды — 125—1166 (Ruttner,

Ruttner-Kolisko, 1972). В центральных частях межгорных котловин Туркмено-Хорасанских гор при неблагоприятных климатических условиях отмечается интенсивное засоление вод комплекса, сухой остаток повышается до 10—20 г/л. На юге территории колодцы, заложенные в руслах временных водотоков, вскрывают обычно солоноватые воды с минерализацией 2—3, иногда 5 г/л. Обращает на себя внимание загрязненность вод азотистыми соединениями из-за несоблюдения санитарных норм вблизи каптажей.

Анализ физико-географических и геологических условий территории Северо-Восточного Ирана показывает совпадение выделенных ранее трех районов развития подгорных накоплений с гидрогеологическими районами, отличающимися особенностями формирования ресурсов подземных вод. Наиболее благоприятными с этой точки зрения условиями характеризуются северные предгорья Эльбурса с прилегающей частью Прикаспийской равнины. Повышенное количество осадков (до 1000—1200 мм/год) обусловливает значительные объемы инфильтрующейся влаги, идущей на питание вод рассматриваемого комплекса. Кроме того, песчано-гравийно-галечные и щебнистые фации, слагающие конусы выноса, находятся часто в прямом контакте с подстилающими комплексами закарстованных известняков, развитых на северных склонах Эльбурса, и получают от них дополнительные объемы воды, также идущей на пополнение ресурсов. В соответствии с этим отбор пресных вод из названных горизонтов для питьевых и хозяйственных нужд весьма значителен. Дебиты единичных колодцев составляют в среднем 3 л/с, скважин — до 10 л/с и более.

Второй район распространения комплекса подземных вод подгорных отложений — южные предгорья Эльбурса, предгорья и межгорные котловины Туркмено-Хорасанских гор. Он отличается менее благоприятными условиями восполнения ресурсов подземных вод, среднегодовое количество осадков не превышает здесь 400—600 мм/год. Однако и в этом районе водоносный комплекс рассматриваемых отложений практически наиболее важен для водоснабжения и ирригации. Подземные воды эксплуатируются в основном канатами, реже — каптажем источников, в крупных населенных пунктах — с помощью колодцев и скважин. Расходы источников, как правило, составляют 0,1—1,0 л/с, колодцев — около 1,0 л/с; суммарный расход системы канатов около населенных пунктов оценивается в десятки, местами сотни литров в секунду.

Наконец, для третьего района, расположенного в пределах Иранского нагорья с его минимальным объемом осадков (50—300 мм/год), высокой температурой воздуха и огромной испаряемостью, характерно незначительное в целом восполнение ресурсов подземных вод. Основные объемы пресных вод сосредоточены в вершинах конусов выноса, вблизи участков питания. Современный отбор воды осуществляется преимущественно колодцами и канатами, особенно для целей орошения и водопоя скота. Дебиты колодцев составляют, как правило, сотые и десятые доли литра, редко увеличиваясь до 0,5—1,0 л/с. Большая часть вод извлекается канатами, дебиты которых составляют единицы, иногда десятки литров в секунду.

Следует подчеркнуть, что для верхних горизонтов комплекса в пределах большей части рассматриваемой территории существует опасность сработки запасов подземных вод в результате их нерациональной, безхозяйственной эксплуатации. Последнее привело к снижению уровней вод, образованию воронок депрессий на территории городов, подтоку соленых вод из нижележащих горизонтов. Особой уязвимостью отличаются горизонты подземных вод в пределах Иранского нагорья, где современное питание в условиях аридного климата минимально и, следовательно, велика опасность полного истощения горизонтов.

В этой связи все большее значение приобретает знание строения четвер-

тичного покрова, в первую очередь закономерностей изменения литологического состава и мощностей отложений, что позволяет правильнее и экономнее планировать использование запасов подземных вод. Описанные выше зависимости могут быть учтены при гидрогеологических исследованиях в других, слабее изученных регионах аридной зоны Азии.

ЛИТЕРАТУРА

Калугин П.И. Южный Копетдаг: Геологическое описание. Ашхабад: Ылым, 1977. 215 с.

Alavi-Naini M. Étude géologique de la région de Djam. Téhéran, 1972. 288 p. (Geol. Surv. Iran, Rep. N 23).

Beaumont P. Alluvial fans along the foothills of the Elburz Mountains, Iran // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1972. Vol. 12, N 4. P. 251—273.

Ehlers E. Das Chalus-Tal und seine Terrassen // Erdkunde. 1969. Bd. 23. S. 215—229.

Engalenc M. Contribution à l'étude géologique, géomorphologique et hydrogéologique de la région de Téhéran (Iran) // Thèse Univ. Montpellier. Fac. Sci. 1968. 365 p.

Issar A. The groundwater provinces of Iran // Bull. Intern. Assoc. Sci. Hydrol. 1969. Vol. 14, N 1. P. 87—99.

Keraudren B., Thibault C. Sur les formations Plio-Pléistocènes du littoral iranien de la Mer Caspienne // Paléorient. 1973. Vol. 1, N 2. P. 141—149.

Nadji-Esfahani M. Geologie und Hydrogeologie des Gebietes von Kashan (Iran), Aachen, 1971. 196 S.

Rieben H. Note préliminaire sur les terrains alluviaux de Téhéran et particulierement du territoire de Shemran // Bull. Lab. géol., miner., géophys. et Mus. géol. Univ. Lausanne. 1953. N 105. 12 p.

Rieben H. The geology of the Teheran plain // Amer. J. Sci. 1955. Vol. 253, N 11. P. 617—639.

Rieben H. Geological observations on alluvial deposits in Northern Iran. Teheran, 1966. 39 p. (Geol. Surv. Iran, Rep. N 9).

Ruttner A., Nabavi M.N., Hajian J. Geology of the Shirgesht area. Teheran, 1968. 215 p. (Geol. Surv. Iran, Rep. N 4).

Ruttner A., Ruttner-Kolishko A.E. Some data on the hydrology of the Tabas-Shirgesht-Ozbak-Kuh area (East Iran) // Geol. Jb. 1972. Bd. 115, H. 1. S. 1—48.

Vatan A., Jassini I. Les grandes lignes de la géologie de l'Elbour Central dans la région de Téhéran et la plaine de la Caspienne // Rev. Inst. franç. pétrole. 1969. Vol. 24, N 7/9. P. 841—878, 973—1006.

Vita-Finzi C. Late Quaternary alluvial chronology of Iran // Geol. Rdsch. 1969. Bd. 58, N 3. S. 951—973.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 56 1987

УДК 551.336:551.79+551.332(517)

Н.Г. ИВАНОВА, Н.Б. ГЛУХОВСКАЯ

ДРЕВНИЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ВЕТВИ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ

В пределах Монгольского Алтая у его границ с Заалтайской Гоби следов древнего оледенения до последнего времени установлено не было. Летом 1983 г. при полевых работах нами были обнаружены останцы конечноморенных валов ледников подножий. В виде прерывистой цепочки они простираются на восток от р. Сагсайн-гол примерно на 190 км вдоль тектонического уступа южного подножия юго-восточной ветви Монгольского Алтая в пределах урочищ Дзахуйн-Гоби, Дзармангийн-Гоби и Дэрсний-Холой (рис. 1). Абсолютные отметки их расчлененной, сглаженной поверхности составляют 1500—2000 м, относительные превышения над уровнем верхнечетвертичных конусов выноса — 15—25 м. Ледниковые отложения представлены несортированным материалом: буровато-серыми разнозернистыми пылеватыми полимиктовыми песками с гравием, дресвой, щебнем, галькой и валунами. Размер последних достигает 0,5—2 м. Степень завалуненности достигает 10—15%. В обломках встречаются докембрийские метаморфические породы южного склона Монгольского Алтая. Мощность отложений в среднем не более 3 м, максимальная (около горы Ухаа) достигает 13—16 м. В большинстве случаев они залегают на слоистых бурых и розовато-бурых песках, песчаниках, гравелитах и конгломератах плиоценовой свиты алтан-тэли, изредка перекрываются маломощным (менее 1 м) покровом пролювиальных щебнистых суглинков. По мере удаления от хребта к югу ледниковые образования фациально замещаются флювиогляциальными валунными песками, переслаивающимися с щебнистыми суглинками. Они встречаются на расстоянии до 5—11 км от подножия гор на абсолютных отметках до 1300 м. Флювиогляциальные отложения, в свою очередь, замещаются суглинисто-щебнистым пролювием. Верхнечетвертичный и современный пролювий, формирующий более низкий гипсометрический уровень, и аллювий современных сайров, прорезающих морену, и эти конусы выноса вблизи Монгольского Алтая обогащены переотложенным валунным материалом. Троги, из которых к подножию хребта спускались ледники, к настоящему времени полностью переработаны эрозией.

Оледенения Монгольского Алтая изучались неоднократно. Здесь были установлены разновозрастные морены, которые по последним данным, свидетельствуют о двух крупных эпохах оледенения — среднеплейстоценовой и позднеплейстоценовой (Девяткин, 1980). Они нашли отражение на карте четвертичных отложений МНР масштаба 1:1 500 000 (1979) и приурочены к высокогорной части горной системы, расположенной западнее Котловины Больших Озер. Изученные нами отложения характеризуются малым количеством валунов на поверхности вала, значительной расчлененностью самой его поверхности, более высоким гипсометрическим положением по сравнению с верхнечетвертичными конусами выноса, отно-

сительно низкими абсолютными отметками. Это позволяет отнести отложения к более древнему — среднеплейстоценовому — оледенению. Е.В. Девяткин (1980) оценивает "завалуненность" поверхности верхнечетвертичной морены Монгольского Алтая в 38%, среднечетвертичной — в 7%.

Чтобы выяснить, как влияло среднеплейстоценовое оледенение на характер растительности рассматриваемой территории, из наиболее мощного разреза ледниковых отложений (в районе г. Ухаа) были взяты образцы на спорово-пыльцевой анализ. Все они содержали пыльцу и споры в количестве вполне достаточном для производства полных подсчетов.

Обычно осадки ледникового генезиса богато насыщены пыльцой и спорами. Очень часто, однако, практически вся масса микрофоссилий попадает в морену в результате размыва более древних горизонтов. Чтобы выяснить, является ли обнаруженная нами пыльца синхронной вмещающим ее осадкам или находится в морене во вторичном залегании, были палинологически изучены и подстилающие морену плиоценовые отложения.

Все спорово-пыльцевые спектры плиоценовых отложений характеризуются господством пыльцы травянистых растений и кустарничков (93—100%). Это главным образом пыльца полыней (20—45%), маревых (18—80%) и эфедр (до 23%). Пыльца злаков и осок содержится не в каждом образце и в малых количествах. Пыльца разнотравья (6—23%) представлена довольно разнообразно: сложноцветными, гвоздичными, колокольчиковыми, вьюнковыми, крестоцветными и пр. (рис 2). Пыльцы древесных пород совсем мало. Это единичная пыльца ели, сосен, берез, ивы и ольхи, принесенная издалека ветром. Исходя из состава пыльцы, можно сделать вывод о накоплении отложений в условиях аридного климата, обусловившего господство пустынно-степных фитоценозов с доминирующей ролью полыней, маревых и эфедр.

По составу спектров морена очень сильно отличается от подстилающих ее отложений. Это обстоятельство, а также тот факт, что спектры ледниковых отложений отражают закономерное изменение растительности во времени, свидетельствуют о нахождении in situ почти всей обнаруженной нами пыльцы и тем самым о возможности ее использования для палеогеографических реконструкций.

Прежде чем перейти к анализу пыльцевой диаграммы, приведем некоторые сведения о современном растительном покрове исследованной территории, имеющие непосредственное отношение к интерпретации спорово-пыльцевых данных.

По данным А.А. Юнатова (1950), в Монгольском Алтае большое развитие по вертикали имеет альпийский пояс, занятый в основном низкотравными кобрезиевыми пустошами. По наиболее высоким хребтам нижняя граница этого пояса проходит на высоте 2300—2400 м, поднимаясь к юго-востоку (в сторону Гобийского Алтая) до 2700—2900 м. В некоторых местах по нижней границе альпийского пояса встречаются заросли высокогорных кустарников (в первую очередь Betula rotundifolia, Salix, Spirea). Последние обычно контактируют с горной степью.

Леса в пределах Монгольского Алтая достигают крайней степени редукции. Они полностью отсутствуют на южных склонах, а на северных приурочены к весьма ограниченному числу пунктов. Это небольшие участки кедрово-лиственничных лесов в верховьях р. Кобдо, а также отдельные рощицы разреженных травяных лиственничников в западной и центральной (94°30—96°30 в. д.) частях Монгольского Алтая.

В среднем поясе гор значительное развитие получают горные варианты ковыльных, ковыльно-полынных и разнотравно-злаковых степей. Нижняя их граница находится на уровне 1800—2000 м.

К нижнему поясу гор (1500—1700 м) приурочены горные варианты ковыльковых и солянково-ковыльковых пустынных степей.

Изученный разрез располагается в нижнем горном поясе юго-восточных отрогов Монгольского Алтая. В месте отбора образцов на анализ (склон южной

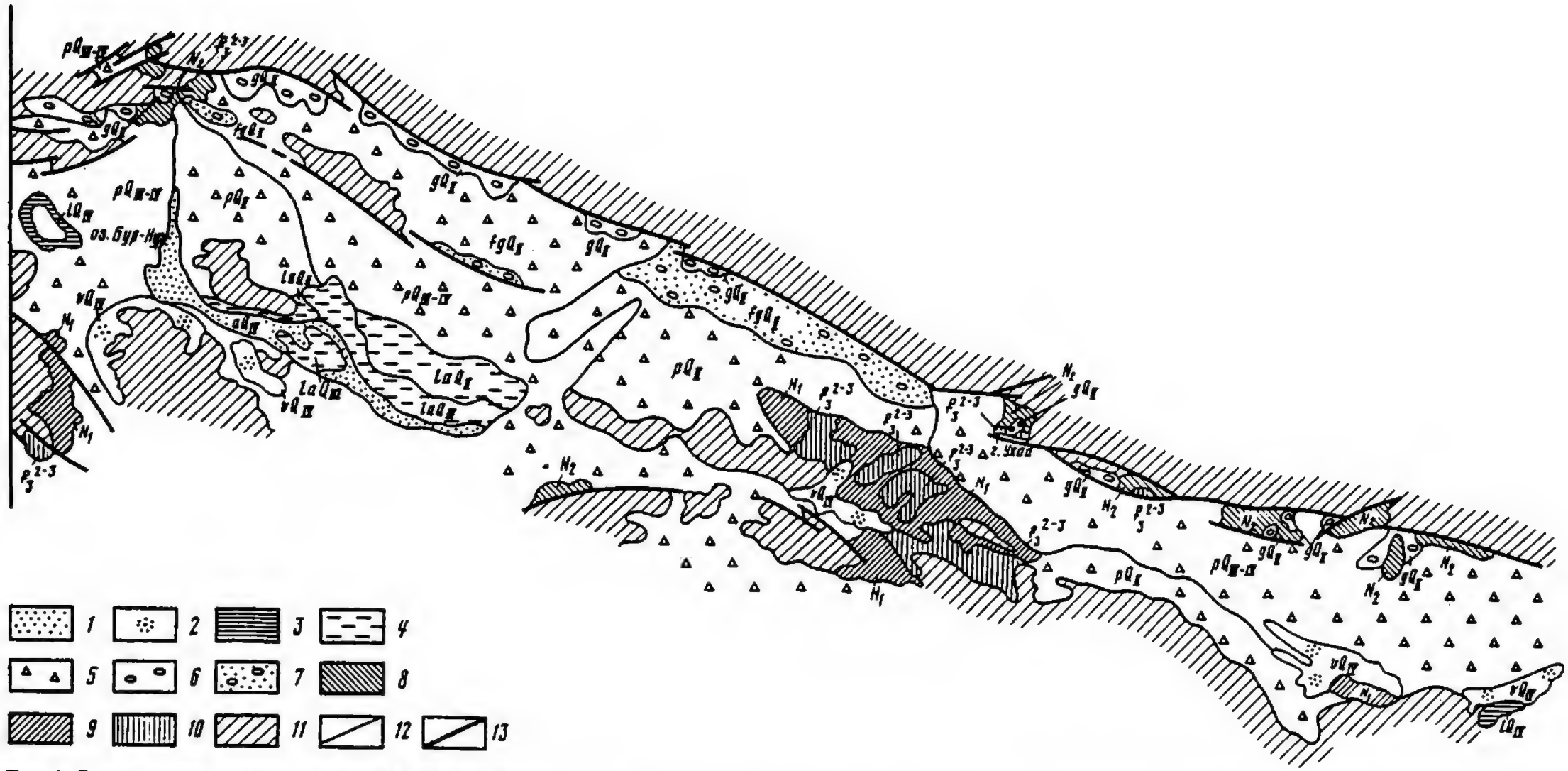


Рис. 1. Схема четвертичных отложений района работ

1—7 — генетические типы четвертичных отложений: (Q_{II-IV}) *1* — аллювиальный (*a*), *2* — эоловый (*v*), *3* — озерный (*l*), *4* — озерно-аллювиальный (*la*), *5* — пролювиальный (*p*), *6* — ледниковый (*g*), *7* — флювиогляциальный (*fg*); *8* — плиоценовые отложения (N_2); *9* — миоценовые отложения (N_1); *10* — средне-верхнеолигоценовые отложения (P_3^{2-3}); *11*— докайнозойские породы; *12* — стратиграфическая граница; *13* — разлом

экспозиции, абсолютная высота 1700 м) взята проба с поверхности почвы. В ее спектре господствуют пустынно-степные элементы флоры: маревые (84%), полыни (5%) и эфедры (2%). На долю разнотравья приходится всего 9%. Состав пыльцы в общем соответствует характеру современной растительности, представленной различными вариантами сухих и пустынных степей: петрофильно-разнотравно-житняковых, баглурово-луково-ковыльковых, ковыльково-солянковых и солянковых.

Изменения спорово-пыльцевых спектров моренных отложений отражают естественную последовательность в развитии растительности. Выявленные нами отличия как в общем составе спектров, так и в составе слагающих его компонентов позволяют выделить по крайней мере две фазы.

I фаза соответствует накоплению нижней части морены (обр. 6 и 5). От поверхностной пробы спектры упомянутых образцов прежде всего отличаются относительно высокой концентрацией пыльцы древесных пород и кустарников — 38—40%. В поверхностной пробе (обр. 1) пыльца этой группы спектра отсутствует, а в спектрах поверхностных проб Орок-Нурского пустынно-степного района и пустынно-степной Котловины Больших Озер[1] (Мальгина, 1971) составляет соответственно 2—3 и 6—17%. Обращает на себя внимание обилие пыльцы берез секций Nanae, Fruticosae, а также ольховника (соответственно 51—63, 11—12 и 9—10% состава пыльцы древесных пород и кустарников). Оно не характерно не только для поверхностных проб районов широкого распространения пустынно-степных фитоценозов, но и для Монголии в целом (Мальгина, 1971; Малаева, 1981; Метельцева, 1983).

Нужно отметить также присутствие в спектрах из морен пыльцы пород, ареалы которых сейчас в пределы МНР не распространяются. Помимо пыльцы орешника и ольхи, указанной Е.А. Мальгиной (1971) в пробах с поверхности почвы пустынно-степной Котловины Больших Озер и Орок-Нурского пустынно-степного района, в морене встречена еще пыльца липы и дуба.

Фоссильные спектры от поверхностной пробы отличаются и составом пыльцы травянистых растений и кустарничков. В поверхностной пробе основной фон составляет пыльца маревых (84%), а в спектрах из нижней части морены — полыни и разнотравья (соответственно 48—60 и 14—24%). Последнее представлено значительно более разнообразно. Помимо пыльцы сложноцветных и луковых, встреченных в спектре поверхностной пробы, в спектрах из морены отмечена еще пыльца гвоздичных, вьюнковых, губоцветных, зонтичных, крапивных, гречишных, лютиковых и т. д.

Известно, что формирование спорово-пыльцевых спектров в моренных отложениях происходит в основном за счет воздушного переноса пыльцы и спор с приледниковых территорий. Не вызывает сомнений, что пыльца травянистых растений и кустарничков представляет собой продукцию местной растительности. Что касается пыльцы древесных пород и кустарников, то возникает вопрос: является ли ее присутствие результатом дальнего ветрового заноса или результатом появления этих пород в районе исследования?

Обилие в фоссильных спектрах пыльцы Betula sect. Nanae при относительно высокой для этого района Монголии концентрации древесно-кустарниковой группы — свидетельство того, что ее пыльца продуцирована растениями, непосредственно произраставшими в районе исследований. В Монгольском Алтае из берез секции Nanae обитает Betula rotundifolia Spach. Ее современное распространение приурочено к берегам рек и ручьев, сырым осыпям в альпийском поясе, ерни-

[1] По ботанико-географическому районированию В.И. Грубова (1955), разрез располагается на крайнем юго-востоке горно-степного района Монгольского Алтая. С востока и северо-востока к нему примыкает Гоби-Алтайский горно-пустынно-степной район, а с севера — Орок-Нурский пустынно-степной и пустынно-степная Котловина Больших Озер.

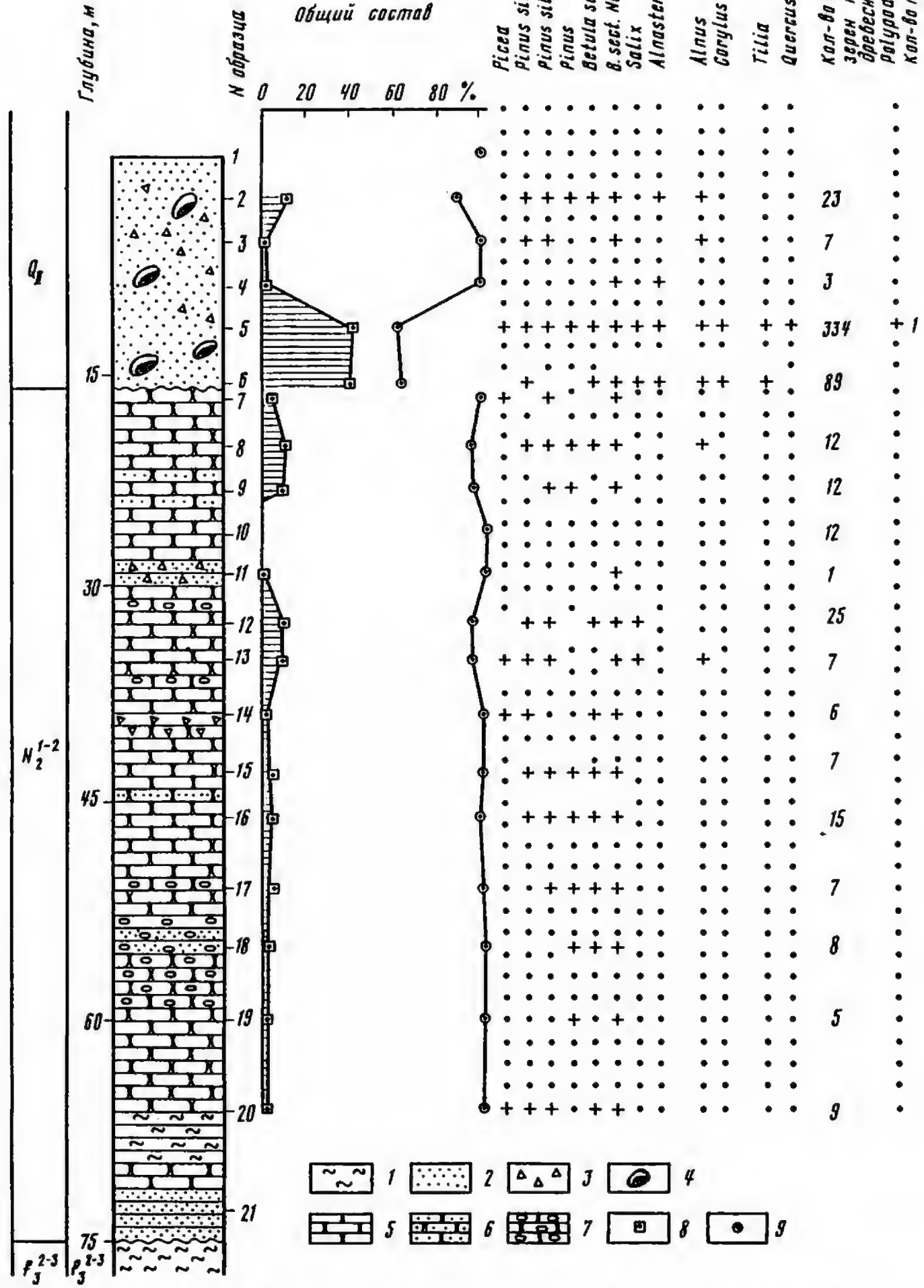
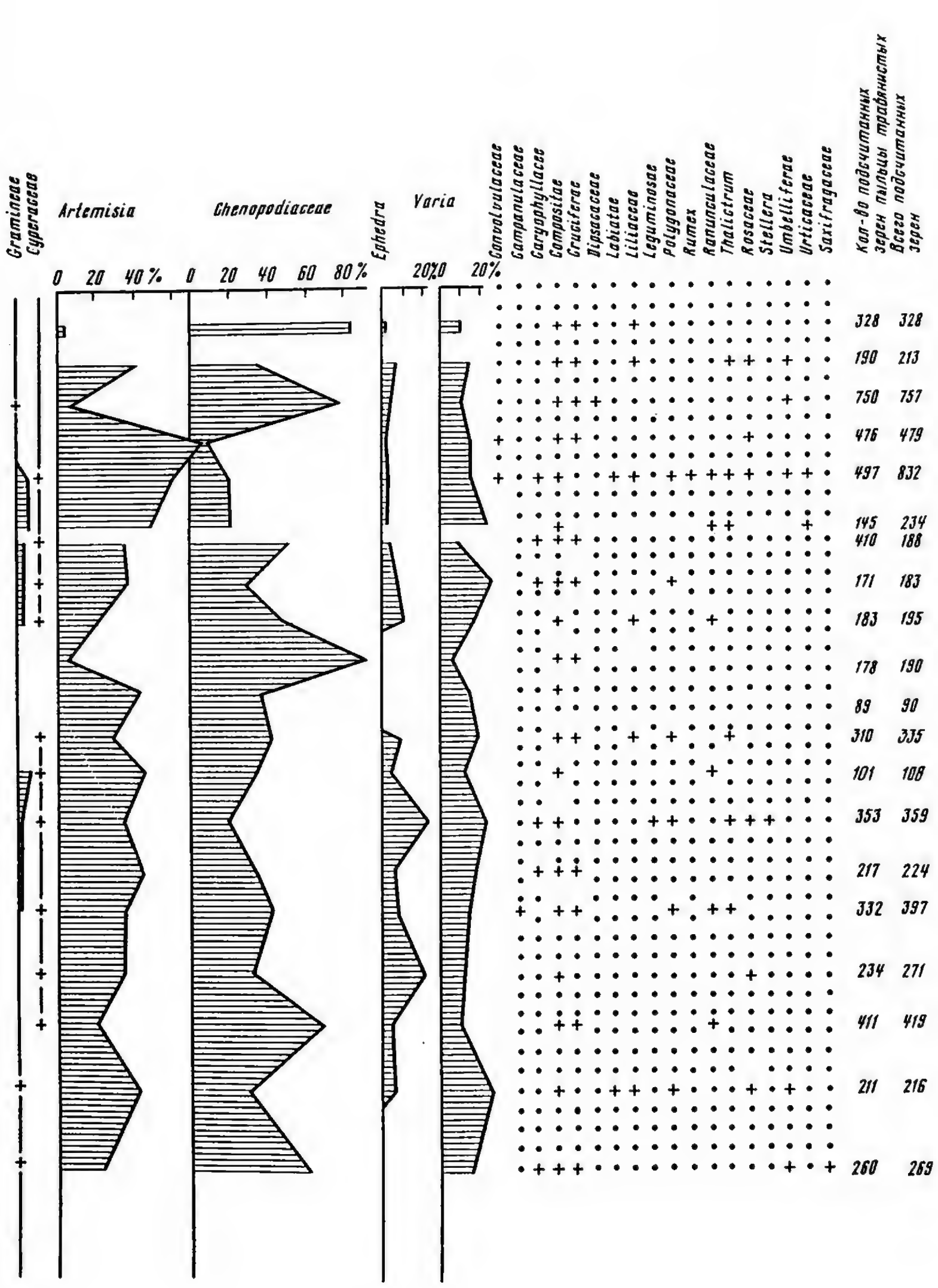


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма среднечетвертичных ледниковых и плиоценовых отложений в районе горы Ухаа

1 — алевриты, *2* — пески, *3* — щебень, *4* — валуны, *5* — песчаники, *6* — гравелиты, *7* — конгломераты, *8* — пыльца древесных пород и кустарников, *9* — пыльца травянистых растений и кустарничков


Gramineae
Cyperaceae
Artemisia
Chenopodiaceae
Ephedra
Varia
0 20 40 %
0 20 40 60 80 %
20%0
20%
Convolvulaceae
Campanulaceae
Caryophyllaceae
Compositae
Cruciferae
Dipsacaceae
Labiatae
Liliaceae
Leguminosae
Polygonaceae
Rumex
Ranunculaceae
Thalictrum
Rosaceae
Stellera
Umbelliferae
Urticaceae
Saxifragaceae
Кол-во подсчитанных зерен пыльцы травянистых
Всего подсчитанных зерен
328 328
190 213
750 757
476 479
497 832
145 234
410 188
171 183
183 195
178 190
89 90
310 335
101 108
353 359
217 224
332 397
234 271
411 419
211 216
260 269

кам и лесным опушкам по верхней границе леса (в Прихубсугулье, Хэнтэе, частично — в Северном Хангае и Западном Монгольском Алтае).

Довольно заметное содержание в фоссильных спектрах пыльцы Betula sect. Fruticosae и Alnaster может указывать на возможность былого расширения ареалов этих пород к югу и приближения их к району исследования (сейчас Alnaster встречается в Хэнтэе и Прихубсугулье, а Betula sect. Fruticosae — в Хэнтэе).

Общеизвестно, что пыльца некоторых древесных пород способна переноситься ветром на значительные расстояния. Так, пыльца ели (Гричук, Заклинская, 1948) переносится на расстояние до 300—400 км, березы (Куприянова, 1951) — до 600—1000 км, не говоря уже о пыльце сосны, отличающейся наибольшей летучестью. Более чем скромное участие в спектрах обр. 5 и 6 пыльцы ели, сосен (сибирской и обыкновенной) и древовидной березы позволяет исключить возможность появления этих пород в непосредственной близости от местоположения разреза.

Какова причина появления в морене пыльцы дуба и липы? Западная граница их современных ареалов проходит по Большому Хингану. В его предгорьях среди степных ландшафтов встречаются рощицы из березы, вяза, клена дуба и липы с подлеском из лещины (Мурзаев, 1955). Во время среднеплейстоценового оледенения липа, орешник, дуб и ольха втречались в предгорьях Хангая и северного склона Монгольского Алтая (Девяткин и др., 1978; Лискун и др., 1982). Возможно, отсюда и занесло ветром в морену единичные зерна широколиственных пород.

Приведенные выше особенности состава спектров морены можно объяснить только существованием во время накопления ее нижней части растительного покрова, резко отличного от современного.

Преобладание в общем составе спектров пыльцы травянистых растений (60—62%), обилие в их составе пыльцы полыней (48—60%) наряду со значительным участием разнотравья (14,5—24%) и заметным — злаков (4—6%) указывают на широкое распространение полынно-злаковых и разнотравно-злаковых степей. Подобные степи приурочены ныне к среднему поясу Монгольского Алтая. В нижнем же поясе гор, где расположен изученный нами разрез, значительные площади сейчас заняты солянковыми, ковыльково-солянковыми и баглурово-луково- ковыльковыми степями.

Высокая концентрация пыльцы Betula sect. Nanae, встречающейся сейчас местами по нижней границе альпийского пояса Монгольского Алтая, является отражением депрессии растительно-климатических поясов и более широкого распространения в прошлом в пределах Монгольского Алтая горно-тундровых формаций. По данным А.А. Юнатова (1950), в настоящее время в Монголии горно-тундровая растительность встречается лишь небольшими площадями в Хэнтэе и Прихубсугулье. Некоторые ее дериваты встречаются в наиболее повышенной части Хангая (район Отхон-Тенгри). На Монгольском Алтае небольшие участки кустарниковых мохово-ерниковых горных тундр имеют место в его высокогорной западной части. Нахождение следов горно-тундровой растительности в предгорьях юго-восточной ветви Монгольского Алтая, занятых сейчас пустынными степями, является палеоботаническим доказательством былой связи высокогорий Монголии с горными цепями Сибири и проникновения горно-тундровой растительности далеко к югу.

Несмотря на отсутствие в спектрах пыльцы лиственницы, нельзя все же полностью исключить возможность ее произрастания в районе исследования. Факт плохой сохраняемости ее пыльцы в ископаемом состоянии широко известен. В ряде спектров субфоссильных проб, взятых в окрестностях Магадана в типичных редкостойных лиственничниках, пыльца лиственницы не была встречена совсем либо была представлена единичными зернами (Хотинский и др., 1971). В настоящее время Larix является наиболее распространенной породой в Монголии. У верхнего предела весьма редуцированного в Монгольском Алтае лесного пояса она образует разреженные высокогорные лиственничники. Не исключено, что в районе

исследований во время формирования нижней части морены на контакте высокогорных кустарников и горных степей были местами разбросаны и разреженные рощицы из лиственницы.

Подобная растительность могла существовать только в условиях значительно более холодного и влажного климата по сравнению с современным. Все вышесказанное с достаточной степенью уверенности позволяет отнести накопление нижней части морены к криогигротической стадии.

II фаза представляет собой качественно новый этап в развитии растительности. Различия в составе спектров дают основание выделить две подфазы.

Подфаза IIа охватывает период накопления средней части морены (обр. 4 и 3). Ее спектры самым существенным образом отличаются от таковых I фазы. В них господствует пыльца ксерофитов: полыни (7—77%), маревых (8—77%), эфедры (до 4%). Содержание пыльцы разнотравья сокращается до 15—11% (по сравнению с 14—24% в спектрах I фазы). Наблюдается обеднение ее состава с 12 до 4 таксонов. Пыльцы древесных пород совсем мало (1%), причем почти вся обнаруженная пыльца принадлежит породам и ныне произрастающим на территории МНР (исключение представляет одно пыльцевое зерно ольхи, встреченное в обр. 4). Судя по спектрам, подфаза IIа соответствует широкому распространению ксерофитной безлесной растительности с доминированием полыней и маревых. Такое резкое изменение растительности было, вероятно, связано с существенным изменением климата.

Накопление средней части морены происходило в условиях сухого и холодного климата (криоксеротическая стадия оледенения).

В подфазу IIб произошло накопление верхней части морены. К сожалению, она охарактеризована спектром только одного образца. Тем не менее отличия его от спектров предыдущей подфазы позволяют наметить определенную тенденцию в развитии растительности и климата. По сравнению со спектрами обр. 4 и 3 в рассматриваемом образце наблюдается некоторое повышение содержания пыльцы древесных пород и кустарников (до 11%), уступающее, однако таковому в спектрах I фазы. Надо заметить, что половина обнаруженной пыльцы принадлежит березам секций Nanae и Fruticosae и ольховнику. Это позволяет предположить расширение площадей, занятых ерниковыми зарослями.

Наблюдаются изменения и в составе группы травянистых и кустарничков, проявляющиеся не только в некотором повышении роли разнотравья (до 15%), но и в некотором увеличении его разнообразия. При подсчете значительно меньшего числа зерен (в обр. 2—190 зерен пыльцы трав, а в обр. 4 и 3 — соответственно 476 и 750 зерен) в обр. 2 в составе разнотравья выявлено больше таксонов (см. рис. 2). Вероятно, в составе травянистой растительности увеличилась роль разнотравья.

Изменения в составе растительности указывают на некоторое повышение влажности климата, уступавшее тому, которое имело место в I фазу.

Таким образом, во время накопления моренных отложений намечаются три фазы в развитии климата: холодного и влажного, сухого и холодного и фаза некоторого увлажнения.

Эти климатические изменения периода оледенения хорошо согласуются с выводами Е.В. Девяткина с коллегами (1978) для плювиальных плейстоценовых бассейнов крупной межгорной впадины — Котловины Больших Озер, в которую впадают многочисленные реки высокогорных областей Монголии, в том числе и Монгольского Алтая. Не исключено, что в период среднеплейстоценового плювиала образовались озерно-аллювиальные отложения высокой террасы урочища Дзахуйн-Гоби.

ЛИТЕРАТУРА

Гричук, В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М: Географгиз, 1948. 224 с.

Грубов В.И. Конспект флоры Монгольской Народной Республики. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. 308 с. (Тр. Монг. комис.; Вып. 67).

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.

Девяткин Е.В., Малаева Е.М., Мурзаева В.Э., Шелкопляс В.Н. Плювиальные плейстоценовые бассейны Котловины Больших Озер Западной Монголии: (Стратиграфия и геохронология)//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. N 5. С. 89—99.

Карта четвертичных отложений МНР. М.: ГУГК, 1979.

Карта растительности МНР. М.: ГУГК, 1979.

Куприянова Л.А. Исследование пыльцы и спор с поверхности почвы из высокоширотных районов Арктики//Ботан. журн. 1951. Т. 36, вып. 3. С. 258—269.

Лискун И.Г., Савинова В.П., Шилова Г.Н. Геологическая и палинологическая характеристика плейстоценовых отложений левобережья р. Хунгуй (МНР)//Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982. С. 154—170.

Малаева Е.М. Сравнительный анализ пыльцевых спектров современного аллювия рек Восточного Забайкалья и Восточной Монголии//Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 4—17.

Мальгина Е.А. Результаты спорово-пыльцевого анализа проб с поверхности почвы из Центральной Монголии. К III МПК (Новосибирск, СССР, 1971). М.: Наука, 1971. С. 239—257.

Метельцева Е.П. Субрецентные и субфоссильные пыльцевые спектры МНР как основа для реконструкции степных и лесостепных ландшафтов прошлого//Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1983. Вып. 179. С. 132—137.

Мурзаев Э.М. Северо-Восточный Китай: Физико-географическое описание. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 252 с.

Хотинский Н.А., Карташова Г.Г., Великоцкий А.М. К истории растительности низовьев Яны в голоцене: (По данным пыльцевого анализа аласных отложений). К III МПК (Новосибирск, СССР, 1971). М.: Наука, 1971. С. 159—170.

Юнатов А.А. Основные черты растительного покрова Монгольской Народной Республики. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 223 с. (Тр. Монг. комис.; Вып. 39).

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 56 1987

УДК 551.79.562(235.211)

М.М. ПАХОМОВ

ФИТОИНДИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ГОРАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Большой объем аналитических и радиоизотопных данных по палеогеографии позднего плейстоцена дает возможность рассматривать проблему аридов и плювиалов внеледниковых районов на конкретной хроностратиграфической основе (Мурзаева и др., 1984). Однако надежность сопоставления протекавших палеогеографических событий во многом зависит от объективной климатической оценки ископаемого материала. В Средней Азии — с ее сложной орографией, удаленностью от древнеледниковых областей умеренной зоны, собственной высокоподнятой областью оледенения, контрастной по вертикальному профилю природной поясностью — реконструкция событий существенно затруднена. Для того чтобы данные по Средней Азии гармонично влились в суммарную информацию по проблеме "арид—плювиал", необходима прежде всего обоснованная интерпретация климатоиндикационных данных, особенно палинологических.

Современные природно-климатические условия и географическое положение юга Средней Азии позволяют рассматривать эту область как северную часть субтропической зоны. По классификации Б.А. Алисова (1956), эта территория относится к континентальному субтропическому климату, где летом преобладает сухой тропический воздух, а зимой — влажный воздух умеренных широт. С ростом гор, особенно в плиоцене и плейстоцене, усложнялась вертикальная природная поясность. В зависимости от высоты места и орографии изменялись ресурсы тепла и влаги различных ландшафтных уровней. Все это и определяет ныне пестроту растительности Средней Азии, а также палеоэкологическое многообразие ее ископаемых флор. Однако при всей типологической и формационной неоднородности растительности, ее чрезвычайной видовой насыщенности (только в Памиро-Алае до 5—6 тыс. видов) существуют строгие климатические закономерности, контролирующие пространственно-вертикальное размещение элементов флоры и структурных компонентов растительного покрова. Именно эти закономерности и должны лежать в основе палеогеографических реконструкций по палеоботаническим данным.

Распознавать формационные, а порой и типологические черты ископаемых палинологических спектров с преобладанием пыльцы трав бывает очень сложно, так как видовые и родовые определения растений по пыльце в этой группе по объективным причинам затруднены. Нередко такие спектры оцениваются просто как пустынно-степные, разнотравно-злаковые и пр., что мало говорит о климате. Поэтому в предгорных и горных районах важнейшим индикационным критерием может служить положение верхней и нижней границы пояса древесно-кустарниковой растительности. В Средней Азии, начиная от Копетдага и Южного Таджикистана вплоть до Заилийского Алатау, этот пояс, меняя ведущие компоненты, в целом занимает диапазон высот от 1500 до 3000 м, в различных

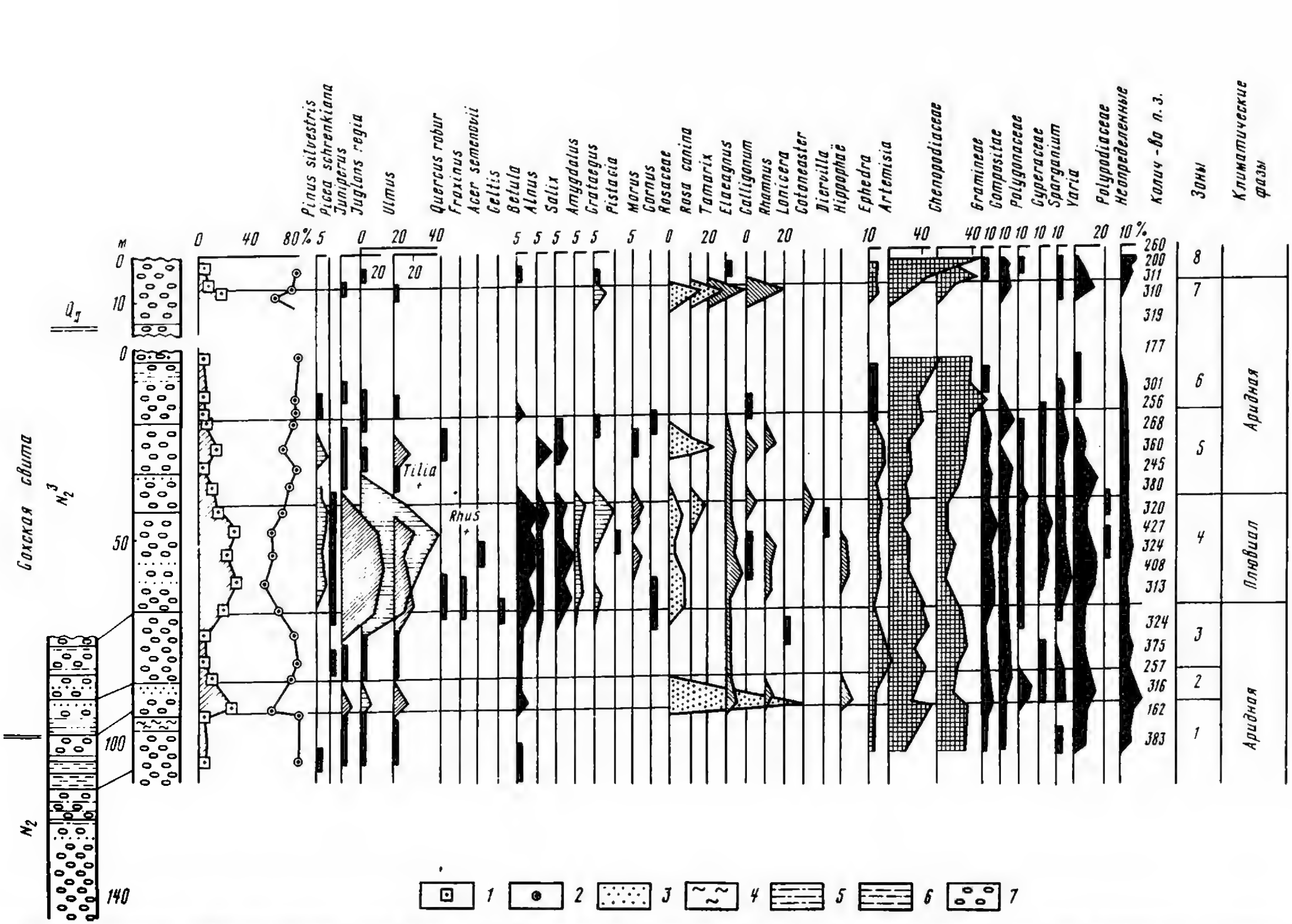


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма сохской свиты (по О.М. Григиной и А.К. Трофимову, 1984, с дополнениями)

1 — пыльца древесных и кустарниковых растений; *2* — пыльца травянистых растений. Литология: *3* — пески, песчаники; *4* — глины, аргиллиты; *5* — супеси; *6* — суглинки; *7* — гравий, галечники, конгломераты

хребтах с отклонением у верхней и нижней границы (Станюкович, 1973). Можно признать поэтому, что границы пояса древесно-кустарниковой растительности служат хорошими термомерами. Нахождение значительного или заметного количества пыльцы горных древесных растений (Juniperus, Pinus, Picea и др.) в предгорной части или выше современной границы леса может служить доказательством снижения или повышения лесного пояса. При установленном снижении границы лесного пояса можно говорить о похолодании и увлажнении, при его повышении — о потеплении и аридизации, как это сделано, например, для голоцена северных предгорий Ферганы Л.Р. Серебрянным и др. (1980). Собственно, это иллюстрирует нам современная обстановка: чем севернее хребты (например, по субмеридиональной линии Гиндукуш—Памиро-Алай—Тянь-Шань—Алтай—Саяны), тем границы лесного пояса ниже, и наоборот. Так, в горах Афганистана верхняя граница леса (Picea. Juniperus) проходит на высоте 4000 м, в Зеравшане (Juniperus)-3400 м, в Туркестанском хребте (Juniperus) — 3000 м, в Чаткальском (Picea, Abies) — 2700 м, в Заилийском Алатау (Picea, Abies) — 2500 м, в Центральном Алтае (Pinus; Larix) — 2200 м, в Саянах (Pinus, Larix) — 1800—2000 м. Эта закономерность отмечена и для нижней границы леса.

Широко известна методика реконструкции климата В. Шафера — В.П. Гричука (Гричук, 1969). Она предусматривает наложение современных климатических полей для определенных в ископаемом состоянии ведущих или характерных растений, прежде всего древесных, и отыскание таких условий, при которых эти флористические компоненты могли произрастать совместно. Эта методика стала общепринятой, и она особенно успешно применяется для палеоклиматических реконструкций по ископаемым лесным флорам. Но применение ее в таком виде, как при изучении плиоцен-плейстоценовых лесных флор умеренной Евразии, в Средней Азии, как и вообще в аридной зоне, несколько ограничено. В частности, ею вряд ли можно пользоваться при анализе пустынных и степных флор с малым содержанием пыльцы древесных растений. А.К. Трофимов и О.М. Григина (1970, 1971; Григина, 1979 а,б) тем не менее применяют аналогичную методику в Средней Азии даже в том случае, когда пыльца древесных компонентов в спектрах единична или немногочисленна. В частности, позднеплейстоценовые спектры из долины Зеравшана с преобладанием пыльцы травянистых растений(до 90—99%) интерпретируются ими как лесные или сублесные, хотя пыльца лесных компонентов содержится в небольшом количестве. Взятые в основу анализа лесные элементы флоры оказываются нехарактерными (привнесенными) для растительности, формировавшей рассматриваемый спорово-пыльцевой спектр, а поэтому реконстукция климата, сделанная на основе их эколого-климатического анализа, сильно изменила палеоклимат, т. е. он "стал" значительно влажнее (Пахомов, 1973).

Без учета ландшафтно-типологического содержания спорово-пыльцевых спектров и в особенности поясно-гипсометрического положения вмещающих отложений аналогичный анализ может привести к еще более неожиданным выводам.

Недавно О.М. Григина и А.К. Трофимов (1984) опубликовали исключительно интересную спорово-пыльцевую диаграмму для отложений сохской свиты Ферганы (поздний плиоцен). Это первая столь полная диаграмма плиоцена Ферганы (рис. 1). Изученный ими разрез расположен на 40° с.ш. в предгорной части Алайского хребта на абс. высоте 800—900 м, т. е. заметно ниже границы леса (без учета интразональных компонентов). По ряду признаков авторами здесь выделены стратиграфически снизу вверх фаза похолодания (зоны 2 и 3), потепления (зона 4) и вновь похолодания (зоны 5 и 6). При этом для фазы потепления (по интерпретации авторов) характерно общее увеличение содержания пыльцы лесных горных компонентов до 35% (Juniperus, Juglans, Betula и др., всего 27 представителей). В фазу похолодания (тоже по интерпретации авторов) содержание пыльцы лесных элементов сильно сокращается, а преобладающей (до 90% и более) становится пыльца маревых, эфедры и полыни.

Что послужило основой для того, чтобы расценивать время формирования зоны 4 как потепление, несмотря на сублесной характер спорово-пыльцевого спектра этой зоны? Авторами выдвигаются следующие аргументы: "Почвенно-грунтовые особенности подгорной равнины были явно неблагоприятными для развития лесного пояса; преобладание же в ископаемой флоре элементов ксерофильной растительности приводит к мысли о существовании пояса пустынь и полупустынь в пределах Ферганской впадины. Следовательно, пояс орехового леса, как и ныне, мог находиться только в зоне предгорий", а поэтому "климат этого времени был близок современному по термическому режиму, но, несомненно, более влажный" (Григина, Трофимов, 1984, с. 44). Как видно, вывод сделан не на анализе флоры, а на основе общих заключений. Между тем тщательный анализ здесь явно необходим, и он, на наш взгляд, сводится к следующему.

Прежде всего напомним, что разрез расположен ниже лесного пояса на абс. высоте 800—900 м. Всю флору зоны 4 следует разделить на склоновую (доминанты поясной древесной растительности) и интразональную. Склоновые компоненты — это прежде всего ель, сосна и арча, интразональные — орех, береза, ольха, облепиха, лох и др. При равном подходе к оценке спорово-пыльцевых спектров всех палинологических зон диаграммы заметное увеличение содержания пыльцы склоновой растительности лесного характера в зоне 4 должно говорить о депрессии лесного пояса. Этого нельзя отрицать; ибо палинологическое сравнение со смежными зонами (3 и 5) неизбежно приводит к выводу об активизации в районе разреза горной древесно-кустарниковой растительности. Это могло произойти, исходя из экологии доминантов древесной растительности, в результате увлажнения климата и некоторого похолодания.

Оставим пока под сомнением не принятый авторами вывод о похолодании. Обратимся к интразональным компонентам. Прежде всего отметим, что эти растения довольно индифферентны к атмосферному увлажнению, так как связаны с речными долинами и участками с близкими грунтовыми водами (берега горных озер, выходы родников и пр.). Поэтому их миграции по долинам рек могут объясняться только температурными изменениями. Лох (Elaeagnus) в предгорьях не может быть надежным показателем колебаний климата, так как диапазон его вертикального распределения в горах достаточно широк: от предгорий и равнин по долинам рек до абс. высоты 1800 м. Орех (Juglans) в естественных условиях ниже 1000 м не опускается, а береза и облепиха — типичные олиготермные растения, поднимающиеся до высоты порядка 3500 м (на Памире), — спускаются лишь до высоты 1600—1800 м. Проникновение березы и облепихи (равно и ольхи) в предгорные долины Ферганы на абс. высоту 800 м — безусловный признак похолодания. На это указывает также и тот факт, что только в рассматриваемой сублесной части спектра (зона 4) встречены споры Polypodiaceae, представители которого и ныне, даже во влажных экофациях, в этой части Туркмено-Алайского хребта не опускаются ниже 1500—1800 м.

Таким образом, анализ дендрофлоры зоны 4 сохского разреза свидетельствует о том, что, во-первых, существовавший на северном склоне Алайского хребта пояс хвойного леса с участием ели, сосны и арчи, безусловно, испытал заметную депрессию. До уровня разреза, конечно, проникали олиготермные компоненты флоры — Betula, Alnus, Hippophae. Поэтому, принимая вывод авторов о заметном увлажнении климата во время формирования спектров зоны 4, нужно признать, что это увлажнение сопровождалось значительным похолоданием, возможно на 4—5°. Это хорошо иллюстрирует схема (рис.2). На ней показаны пояс (косая штриховка) совместного произрастания ведущих компонентов дендрофлоры зоны 4 (средняя абс. высота 1800 м) и уровень, на который этот пояс опускался (средняя абс. высота разреза 800 м). Величина смещения пояса составляет примерно 1000 м, похолодание — порядка 5^0.

Обратимся теперь к палинологическим данным зон 3 и 5. Авторы именуют их

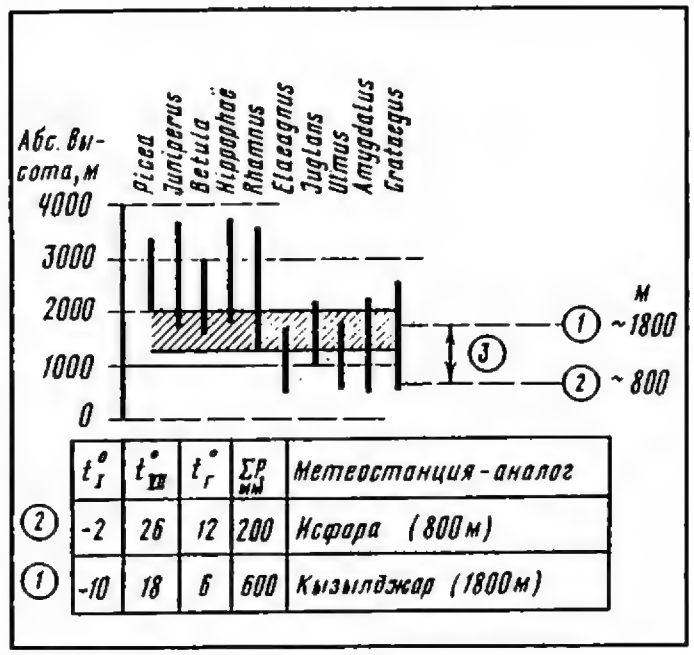


Рис. 2. Амплитуда снижения пояса древесной растительности в южном горном обрамлении Ферганы в эпоху позднеплиоценового похолодания (плювиала)

Цифры в кружках: *1* — климат и современная высота пояса возможного совместного произрастания главных компонентов дендрофлоры сублесного спектра зоны 4 на рис. 1; *2* — современный климат и гипсометрическое положение разреза; *3* — средняя величина смещения пояса во время упомянутого плювиала

криотическими. Известно, что понятие криотичности подразумевает наличие холодных условий зимы и лета, т.е. условий перигляциального типа (М.П. и В.П. Гричук, 1980). Обратим внимание, что в зонах 3 и 5 определена (правда, в небольшом количестве) пыльца Tilia, Juglans, Quercus, Morus, Elaeagnus, Ulmus и др. Конечно, эти растения — все достаточно теплолюбивые — не образовывали здесь самостоятельных группировок, а выступали лишь в качестве второстепенных флористических элементов растительности. Но само их сохранение здесь в это время явно не отвечает криотическим условиям. Более того, в современной пробе, взятой здесь же, преобладает пыльца травянистых растений: маревых, полыни, эфедры (суммарно до 94%). Древесные и кустарниковые породы (береза, сосна обыкновенная, арча, кандым и др.)составляют 6%, т. е. в спектре отражается характер современной полынно-солянковой пустыни. Климатические условия этой пустыни таковы: осадки 150—200 мм в год, не менее девяти теплых месяцев в году, средняя годовая температура до 14°, июля — 22—26°, января — минус 3—4°. Зоны 3 и 5, принятые авторами за криотические, по палинологической характеристике практически ничем не отличаются от современной (субрецентной) пробы. Учитывая, что толща формировалась в плиоцене, когда предгорья Ферганы, как и вся Средняя Азия, по климатическим условиям отвечали аридным субтропикам, правильнее эти пустынные фазы оценивать как ксеротермические (теплоаридные).

Наконец, рассмотрим все эти данные по правилу "от противного". Представим, что разрез расположен не ниже, а выше лесного пояса, на высоте, скажем, 3000—3200 м. Как в таком случае оценивать сублесные спектры фазы 4? Единственная объективная оценка может быть сведена к тому, что лесной пояс поднялся выше границы леса, что могло быть вызвано потеплением, ибо только потепление (в разном сочетании с влажностным фактором) способствует миграции растений вверх в горы. Если принять вывод авторов, что при подгорном положении разреза сублесные спектры зоны 4 отображают потепление, они же должны говорить о потеплении при его гипотетическом надлесном положении, то получается, что вертикально-гипсометрическая позиция разреза в горах утрачивает свою роль при климатической оценке палеоботанических данных, что нельзя допустить.

Возвращаясь к рассмотренной диаграмме, напомним, что речь идет о климате плиоцена на 40^0 с. ш. В это время даже в Сибири не было вечной мерзлоты, а ее флора, как и флора Европы, сохраняла субтропические элементы (Гричук, 1981). Например, территория Якутии в раннем эоплейстоцене была покрыта хвойными лесами из ели, сосны и пихты, но еще с примесью реликтовых неогеновых элементов, а именно сосен секции Strobus, ели секции Omorica, Tsuga, Juglans, Ulmus, Ilex и т. д. А по реконструкции М.Ф. Веклича и Н.А. Сиренко (1976), даже на юге Украины типично перигляциальные (критические) условия впервые возникли лишь около 1 млн л. н. Поэтому трудно допустить, чтобы значительно южнее, на широте аридных субтропиков, какими были предгорья Ферганы в плиоцене, могли возникать условия, напоминающие перигляциальную обстановку Европы времени позднеплейстоценового похолодания.

Сохская свита Ферганы относится к позднему плиоцену, а зона 4 рассмотренной диаграммы соотзетствует оттукскому горизонту, т. е. основанию улахольской свиты с хапровской фауной Archidiscodon meridionalis Nesti (Курдюков, 1962; Григина, 1979 а, б). Не исключено, что при более тщательном анализе всего хроностратиграфического материала выяснится, что установленное в рассматриваемом разрезе "потепление" — похолодание зоны 4 окажется отражением климатических изменений, вызвавших позднеплиоценовое оледенение Памира и Тянь-Шаня (Никонов, 1977; Никонов, Пахомов, 1984), по возрасту близкое к 3 млн лет, или же похолодание 2,8 млн л. н. Именно в этом отрезке времени горы Средней Азии испытали весьма заметную фитоценотическую активизацию мезофильной хвойно-широколиственной растительности, вызванную нарастанием плювиометрических показателей климата (Пахомов, 1982). Очевидно, что в рассматриваемой диаграмме хорошо отражены две ксеротермические (аридные, зоны 1—3 и 5—6) и одна мезотермическая (плювиальная, зона 4) фазы начала позднего плиоцена.

Среди палинологов, работающих в Средней Азии, еще сохранилась тенденция оценивать свои материалы по европейско-сибирскому трафарету. Но это не всегда оправданно. Например, виды рода Ephedra в Средней Азии имеют чрезвычайно широкий термический диапазон, но во многих случаях это теплолюбивые растения, которые приспособились к максимально жарким и сухим условиям, приближающимся к тропическим (Ephedra ciliata, E. intermedia, E. strobilacea и др.). Если в среднеевропейских районах при пыльцевых анализах соответствующих разрезов появление пыльцы эфедры чаще всего трактуется как признак иссушения климата при его сильном похолодании (криоксеротические условия), то в южных аридных областях, сильно удаленных от районов оледенения на севере, обилие пыльцы эфедры (например, в предгорных и среднегорных районах Средней Азии) может расцениваться как нарастание ксеротермических условий. Здесь важно обратиться к видовым определениям эфедры по пыльце.

Другой пример. В среднеевропейских районах классического древнего оледенения смена лесных спектров спектрами степного характера — признак похолодания и аридизации; в Средней Азии открытые безлесные пространства характерны для жарких районов с пустынной растительностью и степями переднеазиатского типа (полусаваннами).

Эти примеры показывают, что при прочтении спорово-пыльцевых диаграмм из южных аридных районов, в том числе горных, очень важно учитывать специфику климатоиндикационного значения флоры и растительных, в том числе поясных, ландшафтов региона.

Мы детально остановились на некоторых, казалось бы, частных вопросах, чтобы показать общие особенности палеогеографических реконструкций по палеоботаническим данным из кайнозойских отложений юга СССР. Внутрирегиональные и дальние корреляции событий могут быть осуществлены лишь при объективной оценке ископаемого материала. В горах, как мы видели, сделать это всегда сложнее. Но в любом случае при климатическом анализе палинологического материала из горных областей необходимо учитывать следующие критерии.

1. Поясная структура климата и растительности гор Средней Азии с их контрастными характеристиками по вертикальному профилю обязывает дифференцированно подходить к климатической оценке ископаемых пыльцевых спектров из гипсометрически разных природных уровней. Это одно из основополагающих правил (Пахомов, 1973). Метод наложения климатических полей, близкий к методу В. Шафера — В.П. Гричука, которым пользуются палинологи из Киргизии, вряд ли можно применять для реконструкции климата по присутствующим в пустынно-степных спектрах единичным или немногочисленным пыльцевым зернам древесных растений. В этом случае реконструированный климат будет отображать обстановку тех районов в горах, откуда эта пыльца принесена и где эти растения играют доминантную или субдоминантную роль. Способ наложения климатичес-

ких полей в Средней Азии может быть использован лишь при реконструкции климата по лесным и сублесным спорово-пыльцевым спектрам. Думается, что и в этом случае проще и надежнее пользоваться методом отыскания района-аналога (см. рис. 2).

2. Древесные компоненты правильнее рассматривать отдельно по двум группам: ландшафтно-поясным (склоновым) и долинно-поясным (интразональным). Известно, что ландшафтно-поясные компоненты (ель, арча, пихта, сосна, кедр, клен и др.) в горах на верхнем пределе часто лимитируются не недостатком влаги, а низкими температурами, на нижней границе — избытком тепла и сухостью воздуха. Поэтому на верхнем пределе ландшафтно-поясные компоненты — хороший термометр (критическая теплообеспеченность), а на нижнем — показатель критического избытка тепла и недостатка атмосферного увлажнения. Например, генерализованная верхняя граница древесных пород в Средней Азии проходит по уровню, где температура лета не опускается ниже 10^0 (Аболин, 1929). Это устойчивый показатель.

Долинно-поясные (интразональные) компоненты — береза, ива, ольха, орех, лох, облепиха и другие — в нашем регионе, как правило, не могут быть индикаторами смен увлажненности климата, так как они "привязаны" к берегам рек и участкам с близкими грунтовыми водами. Березняки и облепишники, например, связаны всегда с гидроморфными почвами, но граничат в горах не только с луговой и степной, но и с пустынной растительностью, где уровень атмосферного увлажнения очень низкий. Они могут быть показателями повышенной влажности климата только в сочетании с ландшафтно-поясными компонентами. Но интразональные растения всегда хороший показатель теплообеспеченности. Нахождение их пыльцы в значительном или большом количестве выше или ниже их современного вертикального диапазона в горах должно приниматься за признак (соответственно) потепления или похолодания.

3. Важно обращать внимание на рассеянные, но показательные в экологическом отношении компоненты спорово-пыльцевых спектров, например на споровые растения (Polypodium, Lycopodium, Botrychium, Adiantum, Dryopteris и др.), которые в аридных районах гор Средней Азии ассоциативно связаны с поясными гумидными формациями или с узкоспециализированными экофациями в горах. Их систематическое нахождение в предгорных разрезах позволяет судить о существенных эколого-климатических переменах.

При ограниченном объеме статьи не представляется возможным обсуждать поднятые вопросы в конкретной хроностратиграфической ретроспективе. Для этого необходимо рассмотрение конкретных систематизированных материалов по ископаемым флорам.

ЛИТЕРАТУРА

Аболин Р.И. Основы естественно-исторического районирования советской Средней Азии//Тр. Среднеаз. гос. ун-та. Сер. XIIa, география. Вып. 2. Ташкент, 1929.

Агаханянц О.Е. Ботанические наблюдения в Афганистане//Ботан. журн. 1964. Т. 49, N 1. С. 150—155.

Алисов Б.А. Климат СССР. М.: Изд-во МГУ, 1956. 126 с.

Веклич М.Ф., Сиренко Н.А. Плиоцен и плейстоцен левобережья Нижнего Днепра и Равнинного Крыма. Киев: Наук. думка, 1976. 188 с.

Григина О.М. Стратиграфия и палинология верхнего плиоцена Северного Тянь-Шаня в кайнозое//Северный Тянь-Шань в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1979а, С. 59—78.

Григина О.М. Результаты палинологических исследований плейстоценовых отложений Киргизии//Северный Тянь-Шань в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1979б, С. 79—100.

Григина О.М., Трофимов А.К. Палинологическая характеристика опорного разреза сохской свиты (Южная Фергана)//Геология кайнозоя и новейшая тектоника Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. С. 29—49.

Гричук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантическом периоде голоцена//Голоцен. М.: Наука, 1969. С. 41—57.

Гричук В.П. Древнейшее материковое оледенение в Европе: его признаки и стратиграфическое положе-

ние//Вопр. палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981. С. 7—35.

Гричук М.П., Гричук В.П. О приледниковой растительности на территории СССР//Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960. С. 66—100.

Курдюков К.В. К вопросу о границе неогена и антропогена в Северной Киргизии//Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1962. Т. 20. С. 126—131.

Мурзаева В.Э., Коноплева В.И., Девяткин Е.В., Серебрянный Л.Р. Плювиальные обстановки позднего плейстоцена и голоцена в аридной зоне Азии и Африки//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. N 4. С. 15—25.

Никонов А.А. Древнеледниковые отложения Памира и вопросы их корреляции с отложениями внеледниковых зон Средней Азии//Междунар. симпоз. по пробл. "Граница неогена и четвертичной системы": Тез. докл. М.: Наука, 1977. С. 17—18.

Никонов А.А., Пахомов М.М. Древнейшие оледенения Памира//Антропоген Евразии. М.: Наука, 1984. С. 128-135.

Пахомов М.М. Интерпретация результатов спорово-пыльцевого анализа четвертичных отложений гор Средней Азии//Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1973. N 3. С. 96—106.

Пахомов М.М. Палеогеография гор востока Средней Азии в позднем кайнозое и вопросы флороценогенеза://Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М.: Инт-т географии АН СССР, 1982. 48 с.

Серебрянный Л.Р., Пшенин Г.Н., Пуннинг Я.-М.К. Оледенения Тянь-Шаня и колебания уровня Арала: (Поэтапный анализ событий позднечетвертичной истории Средней Азии)//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1980. N 2. С. 52—59.

Станюкович К.В. Растительность гор СССР. Душанбе: Дониш, 1973. 412 с.

Трофимов А.К., Григина О.М. К методике количественного анализа по геологическим и палинологическим данным//Изв. АН КиргССР. 1970. N 1. С. 13—18.

Трофимов А.К., Григина О.М. Межледниковые отложения юга Средней Азии и палеоклиматы времени их образования//Материалы по новейшему этапу геологического развития Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1971. С. 44-68.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 56 1987

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

УДК 930.26 (477.82)

А.П. ЧЕРНЫШ, А.Б. БОГУЦКИЙ, В.С. АРТЮХ

СЛЕДЫ ПРЕБЫВАНИЯ РАННЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО ЧЕЛОВЕКА НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ УКРАИНСКОЙ ССР

В течение ряда лет межфакультетская студенческая экспедиция "Шельф" Львовского государственного университета им. Ив. Франко проводила комплексные исследования Шацкого природного парка на территории Любомльского района Волынской области с целью его охраны и рационального использования. В составе этой экспедиции работала археологическая группа, задачей которой являлось составление археологической карты древних памятников в районе Шацких озер (Стойко, Ященко, 1984).

В июле 1983 г. начальник экспедиции "Шельф-83" доц. В.А. Хмелевский на дороге, ведущей к оз. Песочное, нашел грубо обработанную галечную заготовку. Удалось установить у местных жителей, что гравий для дороги привозили из карьера у с. Ростань того же Любомльского района.

Село Ростань расположено на возвышенности, представляющей собой конечную морену. Рельеф окрестностей с. Ростань грядовый, холмисто-грядовый. Гряды, вытянутые в основном с северо-запада на юго-восток, имеют относительную высоту 20—30 м, редко больше.

Это Волынский пояс краевых ледниковых образований днепровского возраста, морфология которого детально освещена в работах П.А. Тутковского, А.М. Маринича, Э. Рюле, Л.М. Дорофеева и др. Для него характерно, что изолированные гряды и холмы занимают командные высоты в рельефе и хорошо выделяются на фоне плоских, нередко заболоченных, зандровых равнин.

На одном из таких холмов на западной окраине с. Ростань на площади около 3—4 га расположен гравийно-галечный карьер глубиной до 10—15 м. В геологическом строении холма выделяется цоколь, сложенный верхнемеловыми мергельными породами, на котором залегают деформированные днепровским ледником водно-ледниковые и моренные отложения общей мощностью до 10—12 м и больше. Порой они залегают в виде чешуй длиной 10—15 м и высотой 2—3 м. Литологически это серые, желтовато-серые, суглинисто-супесчаные, песчаные, гравийные и галечные породы с включениями валунов гранитов, гнейсов, кварцитов, порфиритов, пегматитов, кремней и других пород с максимальными размерами до 1—1,5 м. Геологическое строение холмов и гряд окрестностей с. Ростань позволяет уверенно относить их к конечноморенным холмам напорного типа.

По всей площади карьера был произведен сбор подъемных кремневых находок, которые тяготеют главным образом к поверхности мелового цоколя. В связи с эти возникает предположение об их залегании под толщей ледникового комплекса. Встречаются они также в ледниковых (моренных) и водно-ледниковых образованиях, куда, возможно, были втянуты движущимся ледником и его талыми водами.

Здесь были собраны многочисленные кремневые предметы типа эолитов, и

среди них небольшое количество кремневых находок со следами обработки. Из собранных кремней сделаны шлифы, позволяющие получить представление о характере пород, здесь обнаруженных. Всего сделано шесть шлифов[1]. Опишем их данные.

А-1. Структура органогенная, детритусовая (встречаются обломки фауны и микрофауны), немогенно-гелевая цементизация, редкие обломки губок. В шлифе порода бесцветная. Кремень очень однородный, преимущественно халцедоновый.

А-2. Халцедонолит. Структура гелевая, текстура микропятнистая, образованная микрообразованиями лимонитов. Порода в шлифе бесцветная.

А-3. Кремень пестропятнистый, лимонитизированный (ожелезненный). Слабо заметна неправильная слоистость. Структура гелевая.

А-4. Кремень белесового цвета; гетерокристаллическая глобулярная структура. Очень редко имеются включения микрофауны, которая скреплена полностью. Равномерная примесь пелитоморфного глинистого вещества. Структура пелито-гелевая. Текстура массивная.

А-5. Кремень чуть желтоватого цвета. Кремнистая порода однороднозернистая. Характерна субмикроскопическая зернистость. Текстура массивная. Структура гелево-пелитовая. Имеются очень редкие рудные точечные включения.

А-6. Кремень халцедоновый. Структура микроглобулярная, включает редкие точечные включения пирита. Текстура микропятнистая.

Подобные кремни характерны для полесской серии верхнего протерозоя, отложения которого местами выходят на поверхность. Возможно, что органогенные кремни связаны с более молодыми породами.

Среди большой массы кремневых галек, собранных в данном пункте, было выделено 25 предметов со следами обработки древним человеком. Среди них можно выделить нуклеусы, отщепы, нуклевидные обломки. На всех предметах сохранились остатки корки, находки окатанны, хотя степень окатанности различная, что свидетельствует о различиях в условиях их переотложения. Размеры изделий колеблются от 40 до 170 мм.

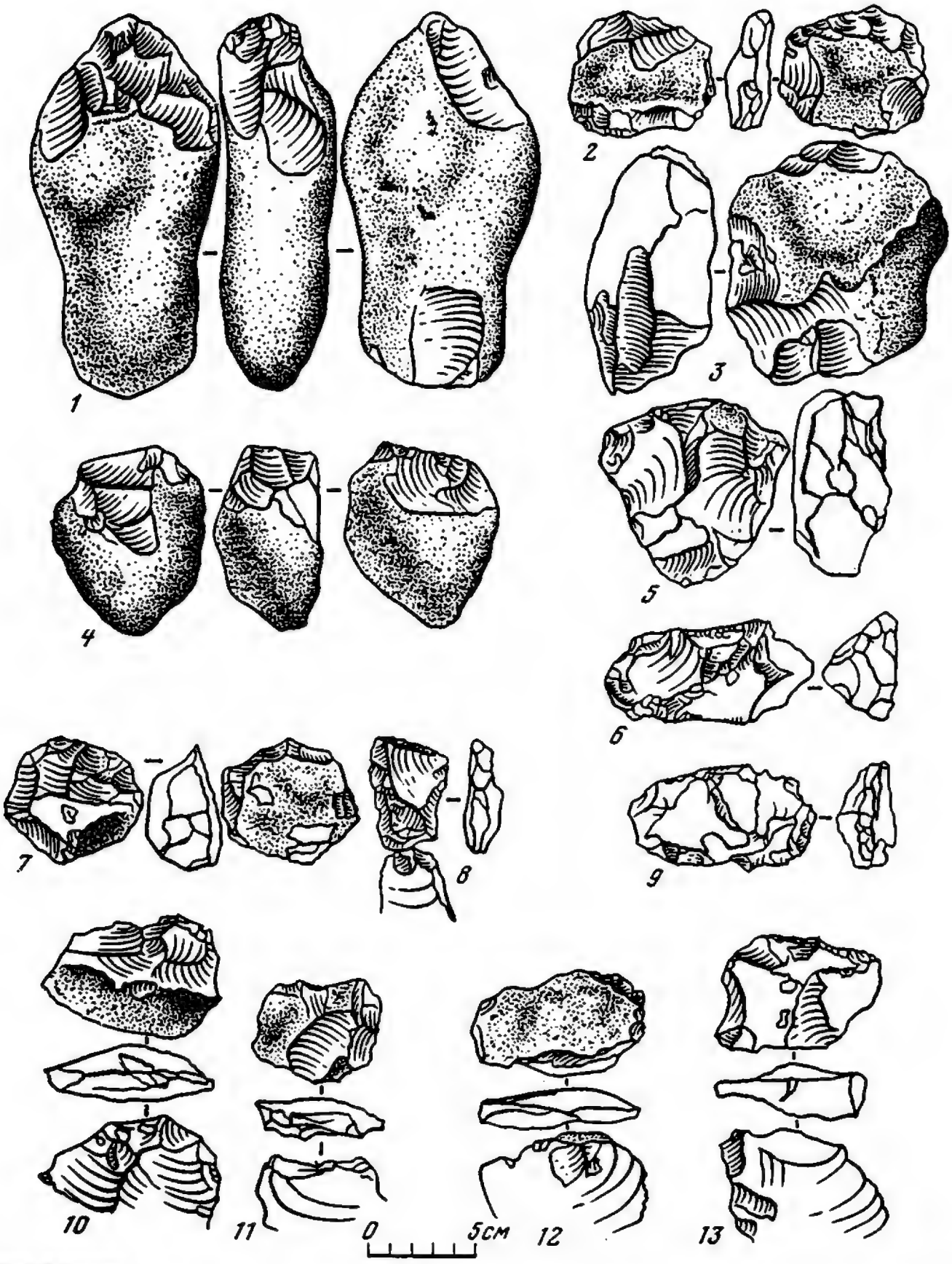
Кратко опишем указанные предметы.

В первую очередь следует отметить крупную удлиненную гальку овальной формы с приостренным концом размерами 170×80×40 мм. Она имеет следы окатанности и многочисленных ударов на поверхности, особенно на ее концах. На гальке прослеживаются следы одного скола на нижнем конце и следы нескольких сколов на верхнем, образующих верхний сужающийся конец, где наблюдаются сколы с трех сторон: один скол нанесен в направлении к нижнему концу (негативы скола имеют длину 50 мм, ширину 28 мм), несколько сколов нанесено поперечно по отношению к оси предмета, они стесывают поверхность на этом конце с другой и третьей сторон. Эти сколы образуют рабочий конец клинообразного орудия, которое, возможно, обрабатывалось на наковальне при вертикальном его расположении. О последнем свидетельствует наличие на нижнем конце скола, возникшего в результате отражения наковальней удара, нанесенного по верхнему концу. Возможно, что это не совсем готовое орудие, так как верхний конец еще не имеет необходимого заострения. На данном предмете корка наблюдается на всей поверхности, кроме плоскостей нанесенных сколов (рисунок, *1*).

Вторым предметом является галька размерами 80×65×45 мм, имеющая шаровидно-овальную форму. Следы обработки наблюдаются на верхнем конце, где прослеживаются следы поперечной по отношению к оси предмета ударной площадки, образованной поперечным сколом, и следы нескольких (трех) сколов, нанесенных с края ударной площадки по направлению к нижнему концу. Вся поверхность гальки, кроме плоскостей сколов, покрыта коркой. Наличие следов оббивки и форма предмета позволяют заключить, что данная галька является одноплощадочным нуклеусом (см. рисунок, *4*).

Следующим предметом является крупный уплощенный желвак овальной формы,

[1] Определение Е.П. Рыбачка.



Каменные изделия

1 — галечная заготовка; *2, 5* — дисковидные нуклеусы; *3* — начальный нуклеус; *4* —одноплощадочный нуклеус; *6* — орудие типа чоппинга; *7, 8* — поперечный нуклеус; *9* — поперечное скребло; *10—13* — отщепы

со следами известковой корки белого цвета, размерами 110×80×50 мм, со следами окатанности. На этом предмете, как и на предшествующем, наблюдаются следы ударной площадки, сформированной поперечным сколом по отношению к оси предмета, двух сколов, нанесенных с этой площадки в направлении к нижнему концу, и одного скола, нанесенного поперечно к предшествующим сколам. Форма этого предмета со следами обработки дает основание заключить, что данная находка является также начальным нуклеусом (см. рисунок, *3*).

Здесь же была поднята треугольной формы массивная галька со следами окатанности, остатками коры, следами многочисленных ударов на выступающих

частях предмета, имеющего размеры 80×60×50 мм. На поверхности наблюдаются следы сколов на одном крае с двух сторон, образующих извилистое лезвие со следами сбитости. На противоположной стороне имеется спинка с коркой. Это, возможно, орудие типа чоппинга.

Аналогичное изделие было изготовлено из круглой гальки размерами 60×50× ×35 мм. Оно имеет рабочий извилистый край, образованный путем двухсторонней оббивки. На остальной поверхности гальки, кроме участков со следами сколов, имеется корка. Несмотря на небольшие размеры, изделие является массивным предметом, который было удобно захватывать рукой при рубке небольших предметов (см. рисунок, *б*).

На этом же местонахождении был поднят уплощенный желвак дисковидной формы размерами 65×50×12 мм со следами сколов по краям с двух сторон, позволяющий заключить, что это нуклеус, напоминающий дисковидные нуклеусы, но в начальной стадии использования, так как корка наблюдается на всей поверхности, кроме участков сколов (см. рисунок, *2*).

Небольшой нуклеус пирамидальной формы размерами 44×30×22 мм со сколами по окружности был изготовлен из раздробленной гальки темно-серого кремня.

Кроме этих предметов, здесь были найдены отщепы и пластинчатые отщепы. Так, был встречен массивный, широкий, короткий по высоте первичный отщеп со следами корки на верхней поверхности, имеющий размеры 75×50×25 мм. Отщеп сколот под тупым углом. На нем прослеживаются следы от трех сосцеобразных выступов, крупный ударный бугорок и следы от трех крупных широких фасеток на краю ударной площадки. Края отщепа со стороны брюшка имеют следы обработки, свидетельствующие о том, что отщеп мог использоваться в качестве режущего орудия. Этот отщеп несколько меньше окатан по сравнению с остальными находками (см. рисунок, *10*).

Следующий массивный, широкий, но короткий (72×43×20 мм) по высоте отщеп овальной формы с остатками корки на спинке был сколот под прямым углом от ударной площадки. На брюшке отщепа прослеживаются крупный ударный бугорок, занимающий $^{2}/_{3}$ поверхности брюшка, и следы ретуши, нанесенной по краю спинки отщепа, свидетельствующие о возможности использования этого орудия в качестве поперечного скребла. На поверхности края ударной площадки на отщепе наблюдаются две крупные фасетки (см. рисунок, *13*).

Еще один массивный, широкий, короткий по высоте, овальный отщеп с остатками корки на спинке имеет размеры 75×50×20 мм. На отщепе наблюдается крупный ударный бугорок, занимающий половину брюшка отщепа. На нем прослеживаются следы обработки по краю с ретушью выемчатого облика. Это орудие типа зубчатого скребла с поперечным рабочим краем, так как выемки наблюдаются на крае отщепа, противоположном ударном бугорку, но со стороны спинки (см. рисунок, *12*).

Здесь же был поднят массивный, короткий, широкий отщеп размерами 55× ×40×15 мм с остатками корки на спинке. На крае отщепа на спинке прослеживаются несколько широких фасеток от краевых сколов и следы ретуши. Возможно, что это также орудие типа скребла, но оно имеет повреждение: часть была сколота в древности (см. рисунок, *11*).

Встречен также небольшой отщеп размерами 32×22×5 мм с остатками корки на спинке и точечной ударной площадкой. Другой массивный пластинчатый отщеп со следами корки на спинке, с крупным ударным бугорком и следами изьянца на брюшке, сколотый под прямым углом от ударной площадки, имеет размеры 50×30×10 мм. Этот предмет носит следы вторичной обработки: остатки выемок по краю. Таким образом, возможно, что это также орудие.

Среди поднятых на карьере предметов следует отметить массивный односторонний дисковидный нуклеус из кремня черного цвета, размерами 80×80×38 мм, изготовленный из гальки. На рабочей поверхности этого нуклеуса наблюдаются

следы трех сколов, нанесенных в направлении от краев к центру, где они сходятся, по краям гальки и на выступающих точках наблюдаются следы многочисленных ударов (см. рисунок, *5*).

Следующим интересным экземпляром является удлиненный односторонний нуклеус с поперечным рабочим краем, имеющий размеры 95×40×30 мм. Рабочий край наблюдается на боковой стороне нуклеуса, нижний конец также имеет следы обработки. Возможно, этот предмет употреблялся в качестве орудия (см. рисунок, *8*).

Во время разведочных работ на площади карьера у с. Ростань поднято также массивное поперечное скребло с дугообразным рабочим краем, изготовленное на массивном кремневом сколе из черного кремня, имеющее размеры 80×40×25 мм (см. рисунок, *9*).

Все указанные предметы, как отмечалось выше, имеют следы окатанности, что является показателем их переотложения.

Для определения возраста этих материалов необходимо обратиться к данным о местонахождениях предметов, близких по технике обработки и находящихся в сходных условиях залегания.

Среди местонахождений Восточной Европы одним из наиболее известных является местонахождение на левом берегу Днестра у с. Лука Врублевецкая Каменец-Подольского района Хмельницкой области УССР, открытое в 40-х годах П.И. Борисковским и С.Н. Бибиковым (Борисковский, 1953). Здесь в галечниках бечевника р. Днестр среди многочисленных кремневых галек были встречены в переотложенном состоянии 50 предметов со следами обработки человеком, датировавшихся шелльским и ашельским временем. Несколько позже А.П. Чернышом в данном пункте было собрано еще 10 изделий со следами обработки (Черныш, 1965). Здесь были обнаружены нуклеусы, рубилообразные изделия, отщепы. Предметы из района Шацких озер аналогичны некоторым материалам коллекции из с. Лука Врублевецкая.

На Днестре у с. Пояна Резинского района Молдавской ССР в аналогичных условиях залегания, т.е. на бечевнике, среди галечников был обнаружен во время разведочных работ массивный отщеп с признаками клектонской техники, аналогичный отщепам, собранным у с. Лука Врублевецкая (Черныш, 1965, с. 26).

Значительно больше местонахождений аналогичного характера было прослежено на Кубани и ее притоках.

Коллекции галечных изделий были обнаружены в таких пунктах, как Саратовская, Цимбал, Богоровикова гора, Имеретинская, Карпово, Армавир, Абаздех, Игнатенков Куток, устье Курджипса, Фортепьянка, Костромская, Губская, Мостовое, Мешоко, Гирей и др. (Формозов, 1965). По поводу некоторых из этих месторождений были высказаны предположения об их древнем возрасте в границах антропогена. Однако, по мнению И.К. Ивановой (1982), имеющиеся данные недостаточны и вопрос о геологическом возрасте находок пока остается открытым.

Существуют указания на находки подобного характера и на территории Польской Народной Республики. Так, в пунктах Рацибор-Студзенна, Контрадовское, Маков встречены галечные изделия ашельского типа, датируемые миндель-рисским возрастом (Kozlowski, 1977).

На территории ГДР, в Гундисбурге, в галечниках между двумя моренами (миндельской и рисской) были обнаружены галечные изделия (отщепы). В Карлихе гальки со следами обработки встречены в линзе рисских отложений. В Барлегене в карьере в аллювиальных отложениях на глубине 10—11 м были встречены находки, сходные с предметами из карьера возле Шацких озер (Toepfer, 1963; Bosinski, 1963; Bosinki et al., 1983).

Некоторые местонахождения с галечными изделиями связаны с эемскими (т.е. рисс-вюрмскими) отложениями (Веймар, Таубах, Эрингсдорф), другие — с рисскими, миндель-рисскими или миндельскими, что является показателем сущест-

вования галечных индустрий в Европе на протяжении значительного отрезка времени (Feustel, 1963). Общим для всех этих галечных комплексов является широкое использование в качестве сырья разнообразных горных пород, находящихся в аллювиальных отложениях речных долин и морских пляжей. Употреблялись такие породы, как кремень, песчаник, кварцит, обсидиан, андезит и др. (Матюхин, 1983).

Некоторые предметы находились на значительных глубинах в карьерах для добывания песка и гравия, что является показателем их значительной древности.

В отношении техники обработки эти комплексы характеризуются наличием галечных нуклеусов; отщепов с широкой гладкой упорной площадкой, сколотых под тупым углом; отщепов со следами подправки; крупных ударных бугорков; сосцеобразных выступов на брюшке, часто двойных или даже тройных; массивных скреблообразных и выемчатых орудий с извилистым рабочим краем и в ряде пунктов орудий с двухсторонней обработкой типа рубил, чопперов и чоппингов. Иногда они сопровождаются находками древней фауны.

Учитывая особенности техники обработки галечных находок из карьера возле Шацких озер, а также условия залегания этих находок и наличие ряда аналогий с другими местонахождениями галечных комплексов, можно предполагать, что материалы из данного местонахождения следует отнести к среднему плейстоцену, а археологически предварительно — к ашельскому времени. Дальнейшее обследование этого местонахождения позволит уточнить датировку обнаруженных материалов. Однако, несмотря на небольшое пока количество собранных здесь находок, они являются первым сигналом для постановки вопроса о наличии следов пребывания древнего человека в этом районе.

Авторы выражают благодарность Ю.Р. Карпенчуку за активное участие в обследовании описанного местонахождения.

ЛИТЕРАТУРА

Борисковский П.И. Палеолит Украины // МИА СССР. 1953. N 40. 463 с.

Иванова И.К. Ископаемый человек и его культура // Стратиграфия СССР: Четвертичная система. М.: Недра. 1982. Полутом 1. С. 382—412.

Матюхин А.Е. Орудия раннего палеолита // Технология в эпоху палеолита. Л.: Наука, 1983. С. 134—187.

Стойко С.М., Яценко П.Т. Шацький природный національный парк: Призначення та завдання // Вісн. АН УССР. 1984. N 4. С. 71—78.

Формозов А.А. Каменный век и энеолит Прикубанья. М.: Наука, 1965. 158 с.

Черныш А.П. Ранний и средний палеолит Приднестровья. М.: Наука, 1965. 137 с.

Bosinski G. Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter // Paläolithikum und Mesolithikum. Stuttgart, 1963. Bd. 23. S. 1—30.

Bosinski G., Brunnacker K., Turner E. Ein sidlungsbefund der Fröhen Mittelpaläolithikums von Ariendorf, kr. Neuwieder // Archäol. Korrespondenzbl. 1983. Bd. 13, H. 2. S. 157—168.

Feustel R. Zur zeitlichen und kulturellen Stellung des Paläolithikums von Weimar-Ehrindorf // Alt-Thüringen. Weimar, 1963. Bd. 19. S. 16—42.

Kozlowski J.et S. Epoka kamienia na ziemia Polski, Panstwowe wydawnictwo naukowe. Warszawa, 1977. S. 5—388.

Toepfer V. Bemerkungen zum geologischenen Alter und zu den Kernsteinen Paläolithischen Kulturen aus dem Eem-interglazial in Mitteldeutschland // Ibid. Bd. 6. S. 42—56.

УДК 551.791

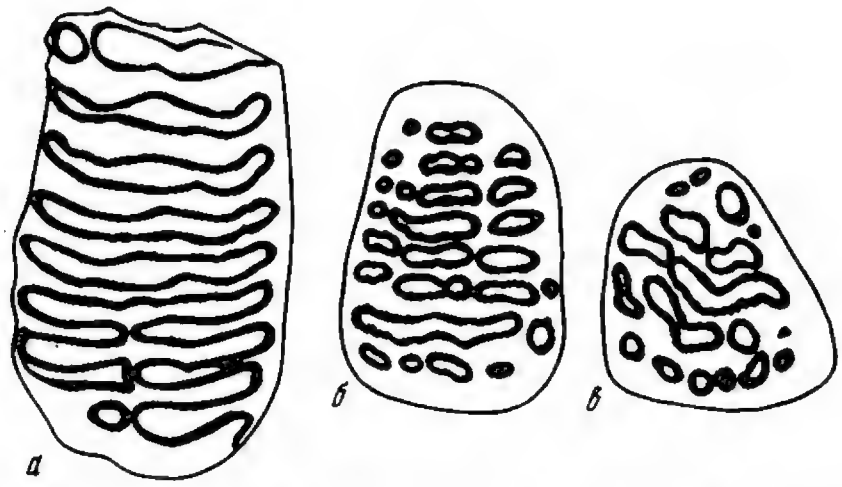
Л.И. АЛЕКСЕЕВА, С.В. ТИХОМИРОВ

НАХОДКА ОСТАТКОВ МАМОНТА В ПОКРОВНЫХ СУГЛИНКАХ У СЕЛА ПЕТРОВКА (ВОРОНЕЖСКАЯ ОБЛАСТЬ)

В 1983 г. в карьере кирпичного завода на восточной окраине с. Петровка (Павловский район Воронежской области) были найдены остатки скелета мамонта. Стараниями В.Н. Калининой (Краеведческий музей г. Павловска) были проведены раскопки и остатки перевезены в музей.

Кости мамонта были значительно повреждены бульдозером при разработке вскрытых карьером отложений. Части скелета находились в однородном слабосцементированном алеврите, песчанистом, глинистом, палевого цвета. Вниз по разрезу эти отложения постепенно переходят в глину алевритистую, песчанистую, того же цвета. Общая видимая мощность отложений в карьере около 2,5—3 м. Совокупность подобных осадочных образований в настоящее время широко известна под названием "покровные суглинки", генезис которых весьма спорен. В верхней части карьера на свежевскрытой бульдозером поверхности можно было видеть четкий рисунок полигонов древних трещин усыхания, выполненных более тонким глинистым материалом, близким по окраске основной вмещающей толще алеврита. Эта поверхность указывает на существование кратковременного перерыва в осадконакоплении в результате усыхания бассейна. По устному сообщению А.В. Суркова, выполнившего детальный гранулометрический и минералогический анализы отложений, вмещавших кости мамонта, основным минералом в них является кварц — 87%, затем следует полевой шпат — 6—7%, гидрослюды — 2%, ильменит — 1%. Остальными минералами, присутствующими в количестве первых десятков зерен и единичных зерен, являются роговая обманка, турмалин, гранат, эпидот, лейкоксен, андалузит. Анализ изученного материала позволил прийти к следующему выводу: минералы тяжелой фракции в основном связаны с размывом более древних морских отложений, а зерна кварца свидетельствуют о его аллювиальном происхождении. Анализ состава отложений позволил предположить, что мамонт был захоронен в водном бассейне, в который выносился песчаный материал аллювиального генезиса. Гранулометрическая характеристика свидетельствует не о переносе материала в разное время, а о его поступлении в бассейн осадконакопления из близко расположенных устьев двух различных потоков. Присутствие большого количества частиц алевритовой размерности может быть обусловлено их поступлением эоловым путем или при размыве эоловых отложений. Отсутствие сортировки отложений является следствием очень быстрого выпадения в осадок поступившего в бассейн минерального вещества. Для алевритовых частиц в смеси с глинистыми этот процесс весьма характерен. Бассейн был мелководным. Его дно было весьма топким. Войдя в него, мамонт мог увязнуть и погрузиться в еще очень рыхлый ил. Такие водные бассейны должны были возникать на обширной площади равнины в условиях очень незначительного потепления, вызывавшего бурное таяние льда и снега. Источником эоловой пыли на юге Русской равнины являлись не только приледниковые области, но и расположенные южнее горные сооружения. На склонах и у подножия пологих положительных элементов рельефа могли возникать в то же время плащеобразные тонкозернистые делювиальные образования, материал которых также мог питать осадки равнинных водных бассейнов.

Среди собранных костных остатков скелета мамонта присутствуют обломки нижней челюсти с 4 зубами, обломки верхних зубов, обломки лопатки, таза и ребер. Строение коренных зубов (таблица, рисунок) показывает, что они принадлежат мамонту позднего типа Mammuthus primigenius Blüm. По основным показателям зубов мамонт из Петровки обнаруживает большое сходство с мамонтами из



Эстампы жевательной поверхности зубов Mammuthus primigenius Blüm. с. Петровка (Воронежская область), вид сверху, 2/3 нат. вел.

а — левый верхний зуб ($м^2$), *б* — нижний последний зуб (M_3), *в* — верхний последний зуб (M^3)

палеолитических стоянок костенковской группы долины Дона. Для зубов костенковского мамонта характерна относительная узкозубость. По количеству пластин (их число может достигать 26), толщине эмали, значительной частоте пластин (на 10 см 9—10 пластин) мамонт из Костенок относится к группе настоящих мамонтов Mammuthus primigenius primigenius, относимых В.И. Громовым к позднему типу мамонта (Громов, 1961). Е.В. Урбанас (1980) отмечает сходство костенковских мамонтов с мамонтом из стоянки Елисеевичи (Белоруссия), абсолютный возраст которого примерно равен 17 тыс. л.н. (Величко и др., 1977). Морфологические показатели (особенно элементов коронки и строения посткраниального скелета) позволяют прийти к выводу, что мамонты этого типа обитали в условиях преимущественно открытых ландшафтов с луговой и степной растительностью. Наибольшее количество их костей встречается в культурных слоях стоянок костенковско-борщевской группы, сформировавшихся в холодное время, отвечающее эпохе отложения лёссов (Верещагин, Кузьмина, 1982). Это период максимального развития поздневалдайского (осташковского) оледенения. Время интенсивного лёссообразования отвечает примерно интервалу от 20 до 15 тыс. л. н. (Краснов, 1982).

Для материала из Петровки получены две абсолютные датировки. Зубы мамонта от скелета, раскопанного В.Н. Калининой в 1983 г., имеют возраст 23 240±210 л. н. (ЛУ-1657). Обломки бивня и костей конечностей, подобранные в карьере в 1984 г., дали тот же возраст — 23 550±260 л. н. (ЛУ-1656). Абсолютные даты (Алексеева и др., 1985) еще раз подтверждают, что мамонты, обитавшие в долине Дона на широте г. Павловска, были современниками костенковских мамонтов.

Промеры коренных зубов мамонтов, мм

Показатель	Петровка			Костенки I (Убранас, 1980)				Юровичи (Щеглова, 1961)		
Порядок зуба	M^2 лев.	M_3 пр.	M^3 лев.	M^2	M_2	M^3	M_3	M^3	M^3	M_3
Общее количество пластин	+9	16+	+18	14—18	15—18	23—25	20—26	28	30	20+
Длина коронки	—	—	—	152—200	142—205	250—269	220—308	254	340	266?
Ширина коронки	73	77	77	70—79	64—92	76—91	80—91	106	—	92
Высота коронки	—	123	180	—	—	—	—	150	200	110
Максимальная высота пластины	—	130	180	—	—	—	—	—	—	—
Количество пластин на 10 см коронки	8,5	9,5	10,5	—	—	—	—	9	8,5	7
Толщина эмали	1,2	1,5	1,5	1—1,5	1,2—1,8	1,5—2	1,7—2	1,5	—	1,7

В течение второй половины валдайского оледенения, примерно 20—23 тыс. л.н., центральные районы Русской равнины были густо населены мамонтами. Помимо культурных слоев стоянок позднепалеолитического человека, их остатки встречаются в ряде других мест Окско-Донской равнины. В Кирсановском, Мичуринском и Тамбовском краеведческих музеях хранятся значительные коллекции зубов мамонтов позднего типа (Бажанов, 1979).

Обилие остатков мамонтов в культурных слоях стоянок показывает, что мамонт был одним из основных промысловых животных человека позднего валдая. Охота на мамонта давала не только пищу, но и строительный материал для фундаментов жилищ. Возможно, именно мамонты привлекали древних людей в эти районы, расположенные в суровых условиях перигляциальной зоны. Не исключено, что временное сокращение или даже исчезновение поселений в долине р. Дон на территории Воронежской области связано с исчезновением этого основного объекта охоты.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеева Л.И., Арсланов Х.А., Гей Н.А. и др. Радиоуглеродное датирование основных этапов геологического развития Среднего Дона в позднем плейстоцене и голоцене // Тез. докл. Всесоюз. конф. "Геохронология четвертичного периода". Таллин, 1985. С. 44.

Бажанов В.С. Сведения об ископаемых антропогеновых млекопитающих Окско-Донской низменности // Проблемы антропогена центральных районов Русской платформы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1979. С. 26—36.

Громов В.И. Принципы построения схемы периодизации палеолита // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1961. Т. 13. С 7—21.

Величко А.А., Грехова Л.В., Ударцев В.П. Новые данные по археологии, геологии и палеогеографии стоянки Елисеевичи // Палеоэкология древнего человека. М.: Наука, 1977. С. 97—105.

Верещагин Н.К., Кузьмина И.Е. Фауна млекопитающих // Палеолит Костенковско-Борщевского района на Дону (1879—1979). Л.: Наука, 1982. С. 223—231.

Краснов И.И. Геолого-геоморфологическое строение долины Дона и размещение палеолитических памятников // Палеолит Костенковско-Борщевского района на Дону (1879—1979). Л.: Наука, 1982. С. 37—41.

Урбанас Е.В. Зубы мамонта из позднепалеолитических стоянок села Костенки Воронежской области // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. Л., 1980. Т. 93. С. 81—90.

Щеглова В.В. О возрасте фаун Бердыжской и Юровичской палеолитических стоянок // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1961. N 26. С. 146—152.

УДК 551.263.036:551.79(470.13)

Н.М. РИНДЗЮНСКАЯ, М.В. РЕВЕРДАТТО, Н.М. ИВАНОВ,
Н.Н. НЕДАШКОВСКАЯ, Э.М. ЗЕЛИКСОН

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Четвертичные отложения на Приполярном Урале имеют широкое распространение, отличаются большим генетическим разнообразием, неравномерным распределением мощностей и находятся в сложных пространственных соотношениях, что обусловлено дифференцированностью прерывистых неотектонических воздыманий и неоднократной сменой климатических условий на протяжении плейстоцена. Сосредоточены они в основном в долинах рек, отличающихся сложным строением. Как правило, в днищах или бортах долин сохранилось несколько разновозрастных "тальвегов". Древние "тальвеги" выполнены аллювием палеогена, неогена, раннего и среднего плейстоцена. Они погребены под мощной аккумулятивной толщей илисто-песчано-галечникового состава, возраст которой определяется средним—верхним плейстоценом. Современные долины либо прорезали эту толщу до коренного ложа древних долин (в морфоструктурах интенсивных воз-

дыманий), либо частично вложены в нее (в морфоструктурах относительной стабилизации). В последнем случае древние погребенные долины развиты очень широко.

Большое участие аккумулятивной толщи в разрезах антропогена является характерной особенностью Приполярного Урала. Осадки аккумулятивной толщи общей мощностью более 100 м выполняют не только погребенные долины, но и впадины, а также перекрывают низкие водоразделы высотой до 300—420 м. Наилучшую сохранность они имеют в предгорной зоне (междуречья рек Кожим—Лемва, Кожим—Хамбалью и др.) и в депрессионных зонах (Индысейская и др.). По долинам рек аккумулятивная толща протягивается далеко в горы, образуя погребенные долины даже в бортах типично горных рек. Нами осадки толщи изучались по естественным и искусственным разрезам, буровым скважинам, шурфам в долинах рек Кожим, Большая Надота, Большая Таврота, Балбанью, Косью, Дурная и на междуречьях.

Происхождение толщи трактуется неоднозначно. Одни исследователи (В.А. Дедеев, В.С. Зархидзе, О.В. Суздальский и др.) предполагают морской генезис ее осадков, другие (В.А. Варсанофьева, А.Д. Миклухо-Маклай, М.С. Калецкая и др.) — типично континентальный с преимущественным участием ледниковых отложений и подчиненным — межледниковых. Споры вызваны достаточно противоречивыми данными как по вещественному составу толщи, так и по результатам аналитических исследований.

В пользу морского происхождения этой толщи могут свидетельствовать: 1) наличие мощных пачек горизонтальнослоистых хорошо сортированных песчаных и алевритовых осадков (следует отметить, что они столь же типичны и для озерных осадков); 2) находки в аккумулятивной толще высоких предгорий галечного материала горных пород перми, представленных аргиллитами и конгломератами, коренные выходы которых расположены к западу и северо-западу предгорий. Это один из наиболее веских доводов в пользу морского происхождения толщи, тем не менее и его можно объснить переотложением при перемыве дочетвертичных морских отложений или ледовым разносом в микулинском праозере: 3) в верхней части пачки песков, расположенной на приводораздельной поверхности западной части предгорий (бассейн р. Надоты) Л.А. Тверской обнаружена в небольшом количестве морская микрофауна (средне-позднеплейстоценовые формы) фораминифер, которая, по ее мнению, могла обитать и в опресненных водоемах. Таким образом, все аргументы, свидетельствующие в пользу морского происхождения толщи, имеют двоякое толкование.

В пользу континентального происхождения аккумулятивной толщи свидетельствуют: 1) частая фациальная изменчивость отложений; 2) преобладание как в нижней, так и в верхней части разрезов толщи галечников преимущественно слабоокатанных и сравнительно слабосортированных, типичных для аллювия горных рек или водно-ледниковых потоков; 3) линейно-струйчатое распределение концентраций тяжелых минералов, ориентированных вдоль простирания долин, как это типично для аллювия; и отсутствие таковых вдоль предполагаемых береговых линий; 4) соотношение озерных и аллювиальных осадков, типичное для долин, находящихся в стадии аккумуляции (Шанцер, 1966).

Следует отметить, что региональное развитие континентальных аккумулятивных толщ характерно не только для Приполярного Урала. Подобные мощные толщи осадков широко развиты на территории СССР, в том числе и во внутренних сугубо континентальных его провинциях, удаленных на сотни и тысячи километров от береговых линий морей четвертичного времени. Например, они описаны в пределах Байкальской горной области (Логачев и др., 1974; Риндзюнская, Пахомов, 1977; Риндзюнская и др., 1984), в бассейне р. Амура (Постоленко, Коноплева, 1977), в бассейне р. Лены (Шофман, 1974). Время формирования аккумулятивных толщ различных районов СССР определяется близкими временны́ми

интервалами (средний — начало позднего плейстоцена), строение их разрезов однотипно, а мощности имеют близкие значения (50—200 м). Образование их, по-видимому, связано с общепланетарными причинами, предопределившими на общем фоне неотектонических воздыманий фазы замедления тектонических поднятий и плейстоценовые трансгрессии. Последние вызывали подпруживание рек и способствовали усилению их аккумулирующей деятельности.

Возраст аккумулятивной толщи Приполярного Урала определяется по ее положению в общем разрезе кайнозоя: толща перекрывает аллювиальные отложения палеогена, неогена и нижнего плейстоцена, залегающие в погребенных долинах. В свою очередь она перекрывается или в нее вложены ледниковые осадки ханмейского (зырянского) горизонта, а также молого-шекснинского (каргинского) и полярноуральского (сартанского) горизонтов верхнего плейстоцена (рис. 1).

По нашему представлению, аккумулятивная толща гетерогенна и состоит преимущественно из континентальных отложений: межледниковых (аллювиальных, аллювиально-озерных, озерных), составляющих бóльшую часть толщи, и ледниковых (озерных, флювиогляциальных). Не исключено участие и отдельных горизонтов морских осадков, но только в приравнинной части предгорий. Литолого-фациальный состав аккумулятивной толщи неоднороден. Четко выделяются три разновозрастных цикла осадков: санавожский (лихвинское время), тавротинский (днепровско-московское время) и водэтыйский (микулинское время). В разрезе отложений каждого цикла устанавливается в общем тождественная последовательность ритмов осадконакопления. Снизу вверх прослеживаются:

1. Галечники видимой мощностью 10—20 м.

2. Мощные пачки переслаивающихся песков, алевритов, в меньшем количестве галечников. Сортировка материала хорошая, слоистость преимущественно горизонтальная, реже косая. Видимая мощность порядка 30—50 м.

3. Галечники, галечно-валунные отложения, сортированность и окатанность средняя. Видимая мощность 5—15 м.

Мощность осадков каждого цикла по ряду признаков приближалась к 100 м. Суммарная мощность всей сохранившейся толщи оценивается в 110—120 м (во впадинах больше). Здесь нет противоречий. Во-первых, между отдельными циклами седиментации четко устанавливаются перерывы в осадконакоплении, во время которых осадки более древних циклов частично были эродированы. Во-вторых, осадки более молодых циклов седиментации вложены в осадки более древних, поэтому суммарная мощность всей толщи ненамного превышает мощность отдельных ее седиментационных циклов. Развитие галечных ритмов в подошве и кровле каждого цикла и преобладание песчано-алевритовых ритмов в средних его частях свидетельствуют об определенном режиме осадконакопления каждого отдельного цикла седиментации. Галечные ритмы формировались в этапы усиления эродирующей деятельности рек, а песчано-алевритовые — в этапы преимущественной аккумуляции. Неоднократная смена этапов врезания и аккумуляции отражает пульсационный режим тектонического развития территории, эффект от которого усиливался чередованием межледниковых плювиальных и субаридных ледниковых эпох.

Отдельные циклы седиментации находятся в сложных пространственных соотношениях. Неоднократные размывы и вложения осадков одних циклов седиментации в другие обусловили разнообразное сочетание генетических и возрастных типов отложений как по простиранию, так и в вертикальном разрезе. Самостоятельность каждого из трех выделенных циклов седиментации доказывается наличием четко выраженных перерывов, подчеркнутых присутствием крупногалечных базальных горизонтов с повышенными содержаниями минералов тяжелой фракции. Другим признаком их самостоятельности является наличие двух разобщенных погребенных долин, выполненных разновозрастными циклами осадков: одна — отложениями межледниковой лихвинской эпохи, а другая — ледниковыми днепров-

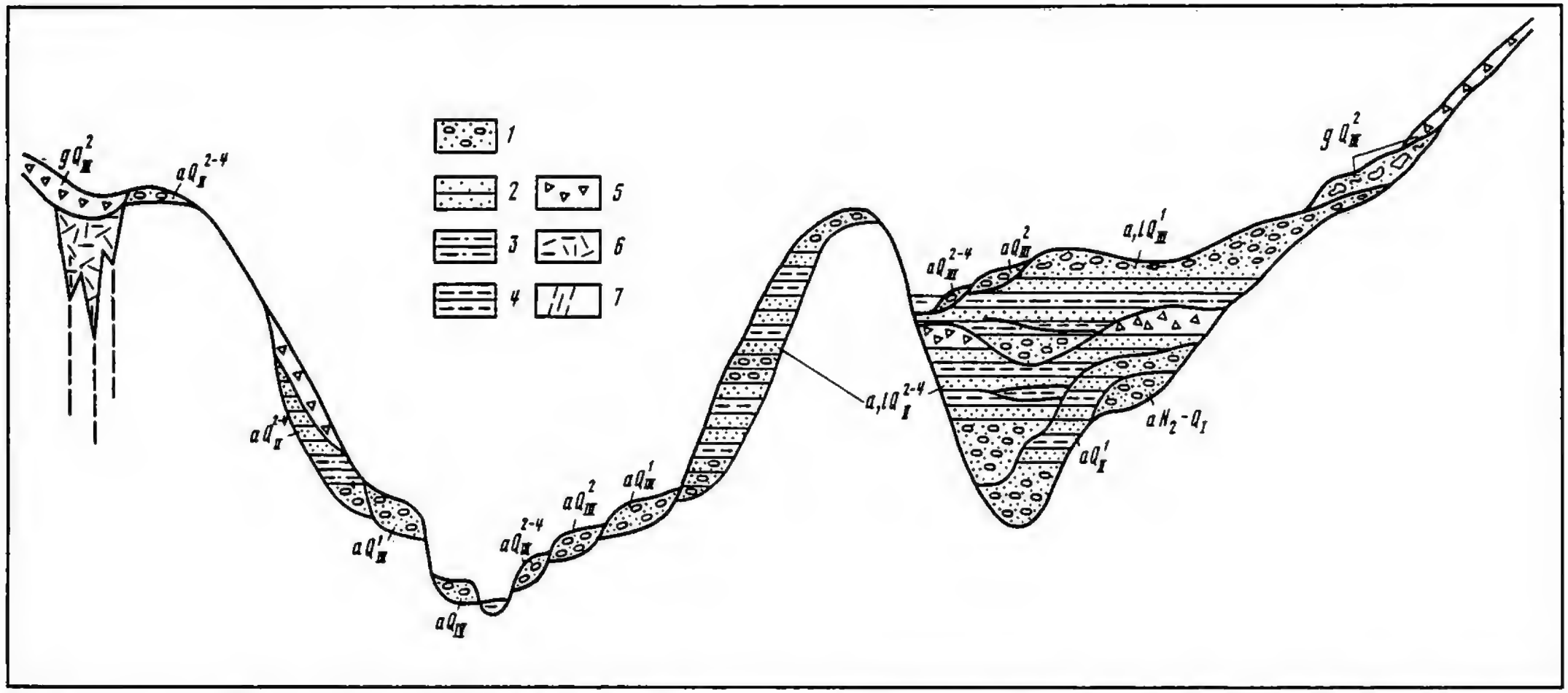


Рис. 1. Строение аккумулятивной толщи и условия ее залегания

1 — галечник, *2* — песок, *3* — супесь, *4* — ил, *5* — валунный суглинок, *6* — линейная кора выветривания, *7* — тектонические зоны дробления. Отложения: N_2—Q_I — плиоцен-нижнечетвертичные, Q_{II}^{1} — среднечетвертичные санавожские (лихвинские), Q_{II}^{2-4} - среднечетвертичные тавротинские (днепровско-московские), Q_{III}^{1} — верхнечетвертичные водэтыйские (микулинские), Q_{III}^{2} — верхнечетвертичные зырянские, Q_{III}^{2-4} — верхнечетвертичные зарянско-молого-шекснинско-сартанские, Q_{IV} — голоценовые. Генезис: а — аллювиальный, *l* — озерный, *g* — ледниковый

ско-московскими. Кроме того, осадки каждого цикла седиментации отличаются характерными литолого-минералогическими особенностями и составом спорово-пыльцевых спектров.

Осадки санавожского цикла седиментации залегают в погребенных долинах раннелихвинского возраста: в их тальвегах и на террасах (река Балбанью и Пелингичей). В нижней части разреза они представлены инстративным аллювием. Это серые галечники со следами гипергенных изменений, выраженных в некотором осветлении за счет разрушения темноцветных минералов и присутствии слабовыветрелой гальки. Выше по разрезу они переходят в констративные аллювиальные галечники и средне-мелкозернистые горизонтальнослоистые пески с включением слойков гравия и гальки. Общая мощность осадков санавожского седиментационного цикла — 20 м. Приуроченность санавожского аллювия к древнему тальвегу, расположенному гипсометрически ниже неогенового и раннеплейстоценового, слабая степень гипергенных изменений обломочного материала позволяют отнести время его образования к началу среднего плейстоцена, что подтверждается палинологическими данными.

Спорово-пыльцевые спектры санавожского аллювия лесные. Для состава древесных характерно довольно большое содержание пыльцы древовидной березы (26—53%) и значительное количество пыльцы хвойных пород. Среди них присутствуют: пыльца ели (8—23%), в том числе Picea sect. Omorica, сибирского кедра (8—23%), сосны обыкновенной (5—32%), кустарниковых видов берез (8—12%), ольхи (3—14%), единичные зерна пыльцы лещины. В группе травянистых преобладает пыльца разнотравья (62—67%), много злаков (12—19%). Споры представлены папоротниками (57—68%), лесными видами плаунов — Lycopodium clavatum (11—18%) и L. annotinum (4—28%), сфагновыми и зелеными мхами. Вверх по разрезу состав спектров несколько изменяется. Среди древесных преобладает ель (45—55%), в меньшем количестве присутствуют сосна обыкновенная (15—28%) и сосна сибирская (10—15%), пыльца древесной березы не превышает 6—12%, встречены единичные зерна пыльцы лещины. Приведенные данные состава спорово-пыльцевых спектров свидетельствуют о распространении в период накопления санавожского аллювия еловых лесов с Picea sect. Omorica, кедром и сосной и березовых лесов. Климат был умеренно теплый и влажный, соответствующий условиям межледниковья. Рассмотренные спектры очень близки спорово-пыльцевым спектрам, выделенным Т.И. Смирновой (1975) для падимейской свиты Печорской низменности, которые она сопоставляет с лихвинскими отложениями Вологодской области и Северо-Запада Русской равнины.

Отложения тавротинского цикла седиментации либо частично вложены в осадки санавожского цикла и залегают на нижних горизонтах последнего, либо выполняют самостоятельные эрозионные врезы, выработанные в терригенно-карбонатных породах раннего палеозоя (р. Большая Таврота). Следует отметить, что глубина эрозионных врезов, предшествующих санавожскому и тавротинскому циклам седиментации, достигала близких значений (рис. 2).

Нижние горизонты осадков тавротинского цикла представлены перигляциальным аллювием и флювиогляциальными отложениями. Это полимиктовые валунно-галечные отложения мощностью 2—4 м. Обломочный материал хорошо окатан. Гипергенные изменения отсутствуют. Вверх по разрезу галечные отложения постепенно замещаются озерными осадками, в основании которых залегают плотные ленточные глины, представляющие собой тонкое переслаивание слойков серых глин и белесой супеси. Здесь же наблюдается горизонт с криотурбациями и псевдоморфозами по морозобойным трещинам. Ленточные глины вверх по разрезу сменяются озерными алевритами.

В спорово-пыльцевых спектрах тавротинских отложений в группе древесных пород и кустарников господствующее положение занимает пыльца кустарниковой березки (52—85%); пыльца древовидной березы не превышает 13%, сосны — 4—20%, оль-

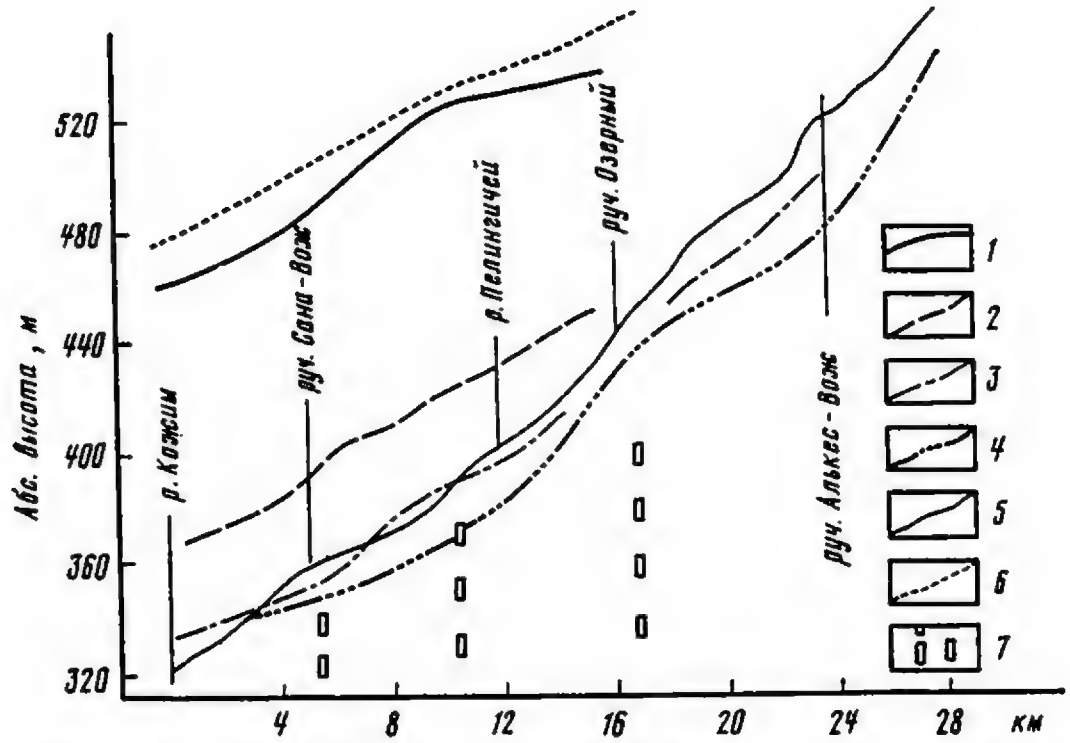


Рис. 2. Соотношение гипсометрического положения днищ древних и современной долин р. Балбанью

1 — уровень днищ палеогеновых долин, *2* — уровень днищ неоген-нижнеплейстоценовых долин, *3* — уровень днищ долин санавожского этапа (Q_{II}^{1}), *4* — уровень днищ долин тавротинского этапа (Q_{II}^{2-4}), *5* — уровень днища современной долины (Q_{III}^{1-3}), *6* — максимальный уровень аккумуляции (Q_{III}^{1}), *7* — тектонические зоны дробления

хи — 2—14%. Среди травянистых преобладает пыльца полыней (84%), присутствует пыльца лебедовых (5—9%) и разнотравья (8—11%). Споры представлены тундровыми видами плауна (Lycopodium pungens) и плаунка (Selaginella selaginoides). Спорово-пыльцевые спектры тавротинских отложений указывают на господство тундровых ландшафтов с кустарниковой березкой и участием ксерофитных ассоциаций. Подобные ландшафты отражают суровые климатические условия ледниковой эпохи. Залегание тавротинских отложений на осадках лихвинского горизонта позволяет предположить, что они формировались в период, соответствующий времени днепровско-московского оледенения. Следует отметить весьма ограниченное распространение в долинах среди осадков днепровско-московского горизонта собственно ледниковых отложений.

Верхняя часть полигенетической аккумулятивной толщи, соответствующая третьему циклу седиментации — водэтыйскому, формировалась в верхнем плейстоцене. Осадки водэтыйской аккумуляции с небольшим размывом вложены в осадки тавротинского и санавожского циклов. Представлены они галечными и песчано-алевритовыми отложениями. В основании разреза вскрываются серые полимиктовые галечники в песчано-гравийном заполнителе с включением большого количества гравия и щебня. Вверх по разрезу они переходят в горизонтально- или косослоистые тонкопереслаивающиеся пески и алевриты мощностью 20—30 м. Последние перекрываются галечниками мощностью не более 5—20 м. Перечисленные осадки имеют аллювиальное, озерно-аллювиальное и озерное происхождение. Общая наблюдаемая мощность водэтыйской толщи 50 м.

Спорово-пыльцевые спектры нижней части отложений водэтыйского цикла лесные. В составе древесных преобладает пыльца ели (35—60%), в меньшем количестве встречена пыльца древовидной березы (24—35%) и сосны (12—18%), пыльца сибирского кедра не превышает 4%. Такой состав спорово-пыльцевых спектров свидетельствует о распространении еловых и в меньшей степени березовых лесов. В средней части разреза в спектрах возрастает содержание пыльцы древесных видов берез (30—56%), много сосны (11—33%), пыльца ели составляет от 4 до 16%. Состав травянистых и спор подтверждает лесной характер спектров. В растительном покрове этого времени преобладали березовые леса, меньшее распространение имели хвойные леса из ели и сосны. Палеоклиматические реконструкции на

основе видовых определений пыльцы и спор из этой части разреза позволили установить, что средние температуры июля и января во время накопления осадков были выше современных соответственно на 4 и 3°С. В спорово-пыльцевых спектрах верхней части разреза вновь господствующее положение принадлежит пыльце ели (45—65%), другие хвойные представлены пыльцой сосны (12—30%) и в отдельных образцах — сибирского кедра (2%). Пыльца древесных видов берез встречена в незначительном количестве. Полученные спорово-пыльцевые спектры указывают на распространение еловых лесов с участием сосны.

Анализ палинологического материала позволяет выделить в период накопления осадков водэтыйского цикла три фазы разития растительности: I фаза — преимущественное распространение еловых лесов с участием сосны и березовых лесов (нижний максимум ели В.П. Гричука); II фаза — березовые, в меньшей степени хвойные леса (климатический оптимум); III фаза — господство еловых лесов (верхний максимум ели В.П. Гричука).

Эти фазы сопоставляются с палинологическими зонами, выделенными Г.Н. Бердовской для микулинского межледниковья в низовьях р. Печоры. I фаза соответствует 1-й зоне (максимум хвойных пород); II фаза — 2-й зоне (береза и сосна без участия широколиственных пород), 3-й зоне (береза или береза и ель с лещиной и другими широколиственными породами) и 4-й зоне (береза без участия широколиственных пород); III фаза — 5-й зоне (максимум хвойных пород). Отсутствие в растительности Приполярного Урала в микулинское межледниковье широколиственных пород объясняется более восточным положением территории. Распространение березовых и в меньшей степени хвойных лесов в наиболее теплый период микулинского межледниковья на Приполярном Урале хорошо согласуется с данными В.П. Гричука для этого района (Палеогеография... 1982).

Образование водэтыйского цикла осадков коррелирует с микулинской трансгрессией. Подпруживающее влияние ее для рек Приполярного Урала было настолько велико, что сближенные долины и низкие междуречья превращались в обширный озерный бассейн: микулинские песчано-алевритовые тонкослоистые осадки озерного типа занимают значительные территории, включающие Кожимо-Лемвинское междуречье, Индысейскую депрессию, долины рек Косью, Кожим, Лемва и др. Не исключено, что вблизи границы предгорий с Печорской низменностью озерный бассейн соединялся с морским, здесь образовывались опресненные водоемы.

Вблизи центров оледенения водэтыйские отложения перекрываются ледниковыми образованиями ханмейского оледенения (долина р. Косью на отрезке выше р. Ныдысей, долины р. Кожим в районе впадения р. Юнковож и др.). Вне ледниковых зон осадки аккумулятивной толщи выходят на дневную поверхность, образуя обширные пологоволнистые пространства на низких водоразделах, а в долинах, в зависимости от соотношения гипсометрического положения современных и древних врезов, они вскрываются в цоколях террас высотой от 10 до 45 м или залегают под современными днищами долин.

Изучение аккумулятивной толщи Приполярного Урала позволило сделать вывод о ее преимущественно континентальном происхождении и гетерогенном строении. На всех участках развития полигенетическая аккумулятивная толща, как правило, погребает древний рельеф, поэтому ее можно рассматривать в качестве важного поискового признака при палеогеоморфологических реконструкциях, направленных на выявление погребенных долин.

ЛИТЕРАТУРА

Логачев Н.А., Антощенко-Оленев И.В., Базаров Д.Б. и др. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974.

Палеогеография Европы за последние 100 тысяч лет. Атлас—монография. М.: Наука, 1982. 156 с.

Постоленко Г.А., Коноплева В.И. Сравнительная характеристика условий формирования древних

россыпей золота Амуро-Зейского плато и Верхнеколымского нагорья // Древние и погребенные россыпи СССР. 1977. Ч. 2.

Риндзюнская Н.М., Пахомов М.М. К стратиграфии четвертичных отложений Северо-Байкальского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. N 4. С. 146—149.

Риндзюнская Н.М., Ревердатто М.В., Пахомов М.М., Комарова М.С. Условия формирования четвертичных отложений горного обрамления рифтовых впадин Бурятии // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1984. N 53. С. 22—27.

Смирнова Т.И. Растительность севера Печорской низменности в четвертичный период // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1975. N 1.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 161).

Шофман И.Л. Стратиграфия песчаной толщи Средней Лены // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1974. N 41. С. 159—165.

УДК 551.79+569(57)

А.А. ХАМЗИНА

О ФАУНЕ МЛЕКОПИТАЮЩИХ СРЕДНЕЙ ТОЛЩИ ГОРЫ ТОЛОГОЙ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Многие годы разрез антропогеновых отложений горы Тологой привлекает внимание геологов и палеонтологов. Геологическое строение, литология, вопросы биостратиграфии и палеогеографии отложений разреза, открытого в 1951 г. А.П. Окладниковым выше устья р. Иволги на левом берегу р. Селенги в 15 км от г. Улан-Удэ, неоднократно изучались и описывались многими специалистами (Александрова и др., 1963; Лискун, Ренгартен, 1963; Равский и др., 1964; Вангенгейм и др., 1966; Иваньев, 1966, 1970; Покатилов, 1966, 1972; Базаров, 1968; Ербаева, 1970, 1983; Равский, 1972; и др.).

Отложения горы Тологой подразделяются на три толщи: верхнюю, среднюю и нижнюю, которые отличаются по цвету, механическому составу, характеру слоистости, наличию или отсутствию криогенных структур, что свидетельствует о различных условиях образования этих толщ. Поскольку имеются довольно подробные описания разреза (Базаров, 1968; Равский, 1972; и др.), мы ограничимся схематическим описанием.

Нижняя толща представлена красно-бурыми глинами, содержащими большое количество гранитной дресвы. Мощность толщи около 5 м. В этой толще встречены остатки гиппарионов, носорогов, полорогих, хищников, грызунов и зайцеобразных. По систематическому составу фауна тологойских красноцветов близка позднеплиоценовым (ранневиллафранкским) фаунам местонахождений Береговое (Забайкалье, р. Чикой) и Шамара (МНР, междуречье Селенги и Орхон). Учитывая, что полностью состав этого ориктоценоза не изучен, мы можем констатировать скорее относительную синхронность вышеназванных фаун, чем их идентичность.

Средняя (или палево-серая) толща сложена тонкой супесью мощностью около 20 м с примесью песчаного и гравийного материала. В верхней части толщи хорошо прослеживаются три довольно мощных гумусированных горизонта и несколько карбонатизированных горизонтов. Характер залегания, текстурные особенности, слабая сортированность материала свидетельствуют о пролювиальном генезисе средней толщи, в которой выделяются фации временных потоков и пересыхающих водоемов, располагавшихся на периферии конусов выноса.

Верхняя толща представлена темно-серыми супесями с прослоями песка и гравия с несколькими горизонтами криогенных нарушений. Остатки млекопитающих в этих отложениях немногочисленны и принадлежат в основном грызунам и зайцеобразным. По геологическому строению и составу фауны эта толща датируется средним-верхним плейстоценом.

Из отложений горы Тологой были взяты образцы на палеомагнитный анализ. Верхняя толща и верхи средней намагничены прямо, что соответствует эпохе Брюнес. Низы средней толщи имеют обратную намагниченность и могут быть сопоставлены с эпохой обратной полярности Матуяма. На уровне гумусированных горизонтов средней толщи находится переходная зона между эпохами Брюнес и Матуяма. Красноцветные глины нижней толщи горы Тологой намагничены прямо и могут соответствовать эпохе Гаусс (Гнибеденко и др., 1976).

В настоящей работе рассматриваются остатки крупных млекопитающих из верхней и нижней частей средней толщи. Кости из этих частей хорошо различаются по степени фоссилизации и окраске: кости животных из верхней части кремового, слегка красноватого цвета, без дендритов; кости из нижней части — темно-серого цвета, который дают многочисленные дендриты, на изломе кости светлые, кремовые.

Большинство исследователей изучали фауну только из верхней части средней толщи; остатки крупных млекопитающих из нижней части, открытые А.Г. Покатиловым в 1961 г., никем еще не были описаны. Нам представилась возможность провести предварительное определение и описание остатков крупных млекопитающих из средней толщи, собранных Л.Н. Иваньевым и А.Г. Покатиловым и хранящихся в Институте земной коры СО АН СССР.

Фауна из верхней части средней толщи была выделена в тологойский фаунистический комплекс (Вангенгейм, 1977). Из мелких млекопитающих М.А. Ербаевой здесь были собраны и определены Sorex sp., Ochotona daurica gureevi Erb., Citellus undulatus gromovi Erb., Allactaga saltator transbaicalicus Erb., Cricetulus barabensis Pall., Ellobius tancrei Blasius, Eolagurus simplicidens simplicidens (Young), Microtus fortis Büchn., M. brandti Radde. На основании уровня эволюционного развития Eolagurus, обилия серых полевок, расцвет которых начинается с нижнего плейстоцена, тологойский комплекс синхронизируется с вяткинским комплексом Западной Сибири и тираспольским Восточной Европы и датируется нижним плейстоценом (Ербаева, 1970).

В Институте земной коры СО АН СССР из верхней части средней толщи хранятся остатки крупных млекопитающих: два вида лошадей, условно называемых нами Equus sp. и E. ex. gr. sanmeniensis, Coelodonta tologoijensis Beliajeva, Bison sp., Cervidae gen. indet. (две формы — крупная и мелкая), Spirocerus peii Young, Gazella sp., Ovis sp., Pachycrocuta brevirostris sinensis (Zd.), Canis variabilis Pei, Vulpes cf. vulpes L., Ursus cf. arctos L., Martes sp.

Все крупные млекопитающие, определенные из верхов средней толщи, имеют широкое стратиграфическое распространение.

Своеобразный носорог Coelodonta tologoijensis Beliajeva, представленный в нашей коллекции верхними и нижними зубами и многочисленными костями конечностей, был впервые описан Е.И. Беляевой из верхней же части средней толщи (Вангенгейм и др., 1966). Кроме этого, присутствие Coelodonta tologoijensis упоминается в составе фауны из III толщи местонахождения Засухино (Забайкалье, р. Итанца), возраст которой определяется как ранний плейстоцен (Вангенгейм, Сотникова, 1981), а также из Нихэвани в КНР — поздний виллафранк (Kahlke, 1967). От Coelodonta antiquitatis, типичного для среднего и верхнего плейстоцена, C. tologoijensis отличается удлиненными и стройными конечностями.

Бизон, олени и антилопа представлены в нашей коллекции костями конечностей и отдельными зубами. Отсутствие рогов и черепного материала, на строении которых в основном построена систематика этих групп парнопалых, затрудняет их точное определение.

Строение роговых стержней винторогой антилопы (размеры, степень развития заднего киля, степень скрученности в витки и др.), подробно рассмотренное Н.П. Калмыковым (1981), позволяет определить ее как Spirocerus peii Young. Эта винторогая антилопа является центральноазиатским эндемиком и описана из место-

нахождения Чжоукоутянь-1 в КНР (Young, 1932). Среди материалов из местонахождения Налайха (МНР) винторогая антилопа описана как Spirocerus kiakhtensis wongi Teilhard de Chardin et Piveteau, но там отмечаются "морфологические аналоги материалам, известным из средней толщи Тологоя" (Жегалло и др., 1982). Стратиграфическое распространение Spirocerus peii Young, по мнению Н.П. Калмыкова (1981), — эоплейстоцен — нижний плейстоцен.

В коллекции довольно многочисленны костные остатки (нижние челюсти, кости конечностей) Canis variabilis Pei — мелкого волка, известного из позднеэоплейстоцен-раннеплейстоценовых фаун Северного Китая (Чжоукоутянь-1, -13, -9), из III толщи местонахождения Засухино (Забайкалье) и местонахождения Налайха (МНР). Стратиграфический диапазон C. variabilis — поздний эоплейстоцен — ранний плейстоцен (Вангенгейм, Сотникова, 1981).

Pachycrocuta brevirostris sinensis (Zd.), ранее описанная как Crocuta spelaea Goldf. (Верещагин, 1954; Верещагин и др., 1960), — очень крупная гиена, известная из местонахождений Северного Китая (Чжоукоутянь-1, -9, -13), Забайкалья (Засухино) и Северной Монголии (Налайха) в стратиграфическом интервале поздний эоплейстоцен — ранний плейстоцен.

Vulpes cf. vulpes L. определена по строению нижней челюсти. Типичная V. vulpes встречается в Европе начиная с фаун тираспольского типа (нижний плейстоцен).

Интересна находка верхней челюсти медведя. Строение M^1 (его размеры, пропорции, строение жевательной поверхности) позволяет отнести его к Ursus cf. arctos L., характерному для среднеплейстоценовых фаун Европы. Возможно, что медведи арктоидного типа в Азии появляются несколько раньше, чем в Европе.

Таким образом, геологический возраст фауны и вмещающих костные остатки отложений верхней части средней толщи по комплексу крупных млекопитающих в целом может быть определен как поздний эоплейстоцен — ранний плейстоцен. Но наличие Vulpes cf. vulpes, Ursus cf. arctos, комплекс мелких млекопитающих и данные палеомагнитного анализа позволяют ограничить временно́й интервал нижним плейстоценом и говорить о его синхронности с тираспольским фаунистическим комплексом Восточной Европы.

Из нижней части средней толщи А.Г. Покатиловым были собраны и определены Sorex sp., Ochotonoides complicidens Teilhard, Ochotona cf. pricei Thomas, Citellus tologoicus Erbajeva et Pokatilov, Cricetulus ex, gr. barabensis Pall, Mimomys (Mimomys) cf. intermedius (Newton), M. (Villanyia) lagurodontoides Schevtschenko, M. (Mimomys) sp., Lagurus (Lagurodon) cf. pannonicus Kormos, L.(L.) ex gr. arankae Kretzoi, Prosiphneus ex gr. youngi—pseudoarmandi Teilhard.

На основании состава и эволюционного уровня развития представителей родов Prosiphneus, Lagurus, Mimomys А. Г. Покатилов (1972) считает, что комплекс мелких млекопитающих из низов средней толщи наиболее близок одесскому фаунистическому комплексу.

Остатки крупных млекопитающих из нижней части средней толщи до сих пор не были описаны. Нам удалось определить следующие формы: две формы лошадей, предварительно называемые нами Equus (Hemionus) sp. и Equus ex gr. sanmeniensis, Coelodonta tologoijensis Beliajeva, Bison sp., Cervidae gen. indet. — две формы (крупная и мелкая), Spirocerus cf. peii Young, Gazella sp., Ovis sp., Pachycrocuta brevirostris sinensis (Zd.), Xenocyon (?) sp., Canis variabilis Pei, Vulpes sp., Ursus sp.

Костные остатки Coelodonta tologoijensis Belajeva из низов средней толщи по размерам и строению очень близки остаткам носорога из верхней части средней толщи. Отсутствие серий одноименных костей из обеих частей средней толщи не позволяет выявить различия, если таковые имеются, и установить размах индивидуальной изменчивости.

Как считает А.В. Шер (устное сообщение), судя по метоподиям, Bison sp. был крупной формой. Он превышал по размерам большинство позднеплейстоценовых

бизонов, а по стройности занимал промежуточное положение между стройным Bison schoetensacki Freud. и массивным B. priscus Boj.

Интересна находка полного черепа очень старой особи крупной гиены Pachycrocuta brevirostris sinensis (Zd.). К сожалению, как верхние, так и нижние зубы очень сильно стерты.

Xenocyon — вымерший род, до недавнего времени известный в Азии только из местонахождения Чжоукоутянь-18 (КНР); сейчас он известен из отложений олёрской свиты Северо-Востока СССР, местонахождений Лахути в Таджикской ССР, Засухино в Забайкалье, Налайха в МНР (Сотникова, 1978).

Стратиграфический диапазон рода — поздний эоплейстоцен — ранний плейстоцен.

Олени, баран, лисица и медведь из-за фрагментарности материала и слабой изученности посткраниального скелета этих групп определены нами пока только до рода или семейства.

Учитывая состав комплекса крупных и мелких млекопитающих и данные палеомагнитного анализа, можно считать, что возраст фауны из отложений нижней части средней толщи не моложе позднего эоплейстоцена. Идентичность списков фауны из верхней и нижней частей средней толщи возникает, как нам кажется, из-за недостаточной обработанности материала. Костные остатки лошадей, изученные в настоящее время лучше других, позволяют четко различать две части средней толщи и показывают различия в возрасте образования этих отложений.

В верхней толще и в обеих частях средней толщи обнаружены лошади, относящиеся к трем таксонам. Существенные данные для решения вопросов систематики и филогении этих таксонов дал сравнительный анализ материалов из Налайхи (МНР), Тологоя и Засухино (Забайкалье), проведенный совместно с В.И. Жегалло. Было установлено, что в составе фауны Налайхи имеются три вида лошадей, каждый из которых филогенетически связан с тологойскими.

Equus ex gr. sanmeniensis присутствует в обоих ориктоценозах средней толщи. Таксономически эта лошадь может быть подразделена, по-видимому, на два подвида, локализованных стратиграфически. Филогенетическая преемственность между формами из нижней и верхней частей средней толщи не вызывает сомнений, равно как и их морфологическая специфичность. В этой линии лошадей во времени происходит усиление кабаллоидных признаков — у лошади из низов средней толщи они выражены слабее, чем у лошади из верхов.

Equus (Hemionus) sp., — куланоподобная лошадь, достоверно известна только из низов средней толщи. Не исключено присутствие этой формы и в верхней толще.

Equus sp. — форма, выделенная только в верхах средней толщи. Она представляет собой филогенетическую линию, появление которой в Центральной Азии зафиксировано, по данным В.И. Жегалло, пока только в местонахождении Налайха (МНР).

Анализ сведений о E. huanghoensis и ревизия данных морфологии E. sanmeniensis (Liu Houy, Jou-jü-zhu, 1974) позволяют установить линии лошадей в стратиграфической последовательности местонахождений Нихэвань — Налайха — Тологой. Таким образом, пересмотрены предположения об относительном возрасте Налайхи и Тологоя, равно как и о составе лошадей Налайхи, высказанные ранее (Жегалло и др., 1982).

В настоящее время можно констатировать следующее.

1. Группа E. sanmeniensis, представленная, по-видимому, несколькими таксонами видового ранга, возникла в среднем виллафранке Центральной Азии при радиации восточнопалеарктической линии Equus stenonis.

2. При поздневиллафранкской дивергенции группы E. sanmeniensis выделилась в ряду других линия, ведущая к куланоподобным лошадям.

3. Древнейшие из достоверно известных куланоподобных лошадей обнаружены

в фауне Налайхи (Жегалло и др., 1982). У тологойской Equus (Hemionus) sp. сформировался уже достаточно устойчивый комплекс признаков, характерный для подрода Hemionus хотя и в пределах размерного класса, свойственного роду Equus.

4. В конце эоплейстоцена — начале плейстоцена на территории северной части Центральной Азии, в частности в Забайкалье, существовали минимум два вида лошадей, таксономически не связанных с саньменьской группой.

ЛИТЕРАТУРА

Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А., Гербова В.Г. и др. Новые данные о разрезе антропогеновых отложений горы Тологой (Западное Забайкалье) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1963. N 28. С. 84—101.

Базаров Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского Среднегорья. Улан-Удэ: Бурят. кн. из-во, 1968. 166 с.

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977. 172 с.

Вангенгейм Э.А., Беляева Е.И., Гарутт В.Е. и др. Млекопитающие опорных разрезов эоплейстоцена Западного Забайкалья // Тр. ГИН АН СССР. 1966. Вып. 152. 163 с.

Вангенгейм Э.А., Сотникова М.В. Геология и фауна млекопитающих местонахождения Засухино, Западное Забайкалье // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1981. N 51. С. 106—117.

Верещагин Н.К. Байкальский як (Poephagus baikalensis N. Ver., sp. nova, Mammalia) из плейстоценовой фауны Восточной Сибири // Докл. АН СССР. 1954. Т. 99, N 3.

Верещагин Н.К., Иваньев Л.Н., Кузнецов М.Ф. К истории фауны млекопитающих и стратиграфии кайнозойских отложений Западного Забайкалья // Тр. Бурят. комплекс. н.-и. ин-та СО АН СССР. Сер. геол.-геогр. 1960. Вып. 2. С. 51—66.

Гнибеденко З.Н., Ербаева М.А., Поспелова Г.А. Палеомагнетизм и биостратиграфия некоторых отложений верхнего кайнозоя Западного Забайкалья // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976. С. 75—95.

Ербаева М.А. История антропогеновой фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского Среднегорья. М.: Наука, 1970. 132 с.

Ербаева М.А., Агаджанян А.К. Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные территории СССР. М.: Наука, 1983. 187 с.

Жегалло В.И., Зажигин В.С., Колосова Г.Н. и др. Налайха — опорный разрез нижнего плейстоцена Монголии // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982. С. 124—143.

Иваньев Л.Н. К вопросу стратиграфического расчленения кайнозойских красноцветов Западного Забайкалья по данным палеонтологии // Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. о-ва СССР. 1966. Т. 65.

Иваньев Л.Н. Некоторые вопросы палеогеографии кайнозоя Прибайкалья и Забайкалья // Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. о-ва СССР. 1970. Т. 67.

Калмыков Н.П. К истории рода Spirocerus Boule et Teilhard de Chardin в Забайкалье // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1981. N 51. С. 149—167.

Лискун И.Г., Ренгартен Н.В. Состав и условия образования антропогеновых отложений горы Тологой (Западное Забайкалье) // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1963. N 28. С. 102—111.

Покатилов А.Г. Ископаемые остатки "микромаммалия" из неогеновых и антропогеновых отложений Забайкалья // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 340—343.

Покатилов А.Г. Обоснование стратиграфии верхнекайнозойских местонахождений Западного Забайкалья и Западного Прибайкалья по остаткам мелких млекопитающих: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1972. 23 с.

Равский Э.А. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 336 с.

Равский Э.А., Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А. и др. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1964. 280 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 105).

Сотникова М.В. Новые данные о хищных млекопитающих верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена на территории Северо-Востока СССР // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1978. N 48. С. 22—30.

Kahlke H.D. Ausgrabungen auf veir Kontinenten. Leipzig etc.: Urania-Verl., 1967. 218 S.

Liu Houy, Jou-jü-zhu. New materials of Equus yunnanensis in Yuanmou Junnan: On diagnosis of E. yunnanensis and phylogeny of Equus in Asia // Vertebr. Palasiat. 1974. Vol. 12, N 2. P. 126—155.

Young C.C. On the Artiodactyla from the Sinantropus site of Choukoutien // Paleontol. Sin. N. S. C. 1932. Vol. 8, fasc. 2. P. 19—22.

УДК 631.411 + 551.796

А.Л. АЛЕКСАНДРОВСКИЙ, М.П. ГЛАСКО, Б.А. ФОЛОМЕЕВ

ИССЛЕДОВАНИЯ ПОГРЕБЕННЫХ ПОЙМЕННЫХ ПОЧВ КАК ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ УРОВНЕЙ ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ ГОЛОЦЕНА

В разрезах поймы рек Русской равнины широко распространены горизонты погребенных почв. Вопросы их генезиса, стратиграфического значения, а также соотношения образования почв и аллювия остаются дискуссионными.

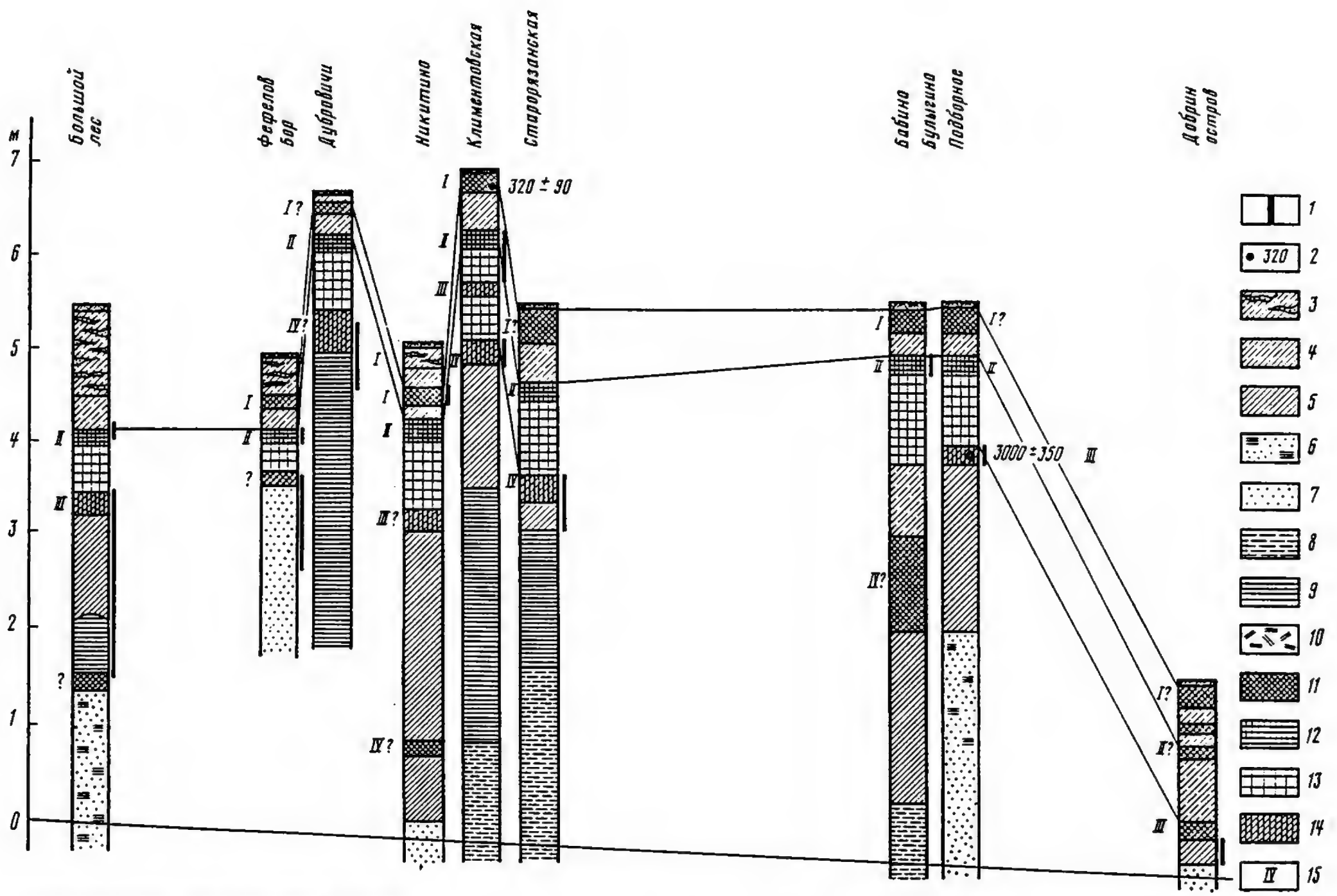
Имеются две основные точки зрения на хроностратиграфическое значение пойменных погребенных почв. Наиболее распространено мнение о незакономерном, хаотичном во времени и пространстве чередовании периодов образования аллювия и почв в пойме, что объясняется блужданием русла по пойме и локальными сменами скорости осадконакопления. Однако многие исследователи (Асеев, 1959; Маккавеев и др., 1961) считают, что основными причинами образования пойменных погребенных почв являются климатические колебания, тектонические движения, изменения характера растительности на пойме и связанные с этими причинами изменения уровня половодий, величины твердого стока, условий и темпов осадконакопления. В этом случае пойменные погребенные почвы могут рассматриваться как важные стратиграфические уровни и репрезентативные объекты для изучения палеогеографии голоцена.

Для решения вопроса о геохронологическом и палеогеографическом значении пойменных погребенных почв большой интерес представляют данные археолого-географических исследований. С их помощью удается датировать отдельные горизонты пойменных отложений, устанавливать изменения скорости накопления аллювия, коррелировать эти данные с изменениями климата и растительности (Хотинский и др., 1979; Гласко, Фоломеев, 1981; Гласко, 1983). Подобные комплексные работы, включающие исследование пойменных погребенных почв, в течение ряда лет проводятся нами на Средней Оке. Здесь на 300-километровом участке долины Оки (от Коломны до Мурома) в суглинистых отложениях поймы выявлено до четырех и более погребенных почв. Местами к участкам их развития приурочены известные многослойные поселения древнего человека — от раннего неолита до позднего средневековья (стоянки Большой Лес, Климентовская, Старорязанская и др.). С помощью археологического метода удалось получить большое количество датировок погребенных почв и провести их хронологическое сопоставление (рисунок). Кроме археологических, имеется несколько радиоуглеродных датировок, привлекались и спорово-пыльцевые данные (Хотинский и др., 1979).

Геохронологические исследования, преимущественно археологическим методом, позволили выявить четыре стратиграфически и хронологически выдержанных уровня погребенных почв.

Верхняя (I) почва (пойменная луговая) местами погребена, местами выходит на поверхность. На стоянке Фефелов Бор I она содержит средневековую керамику XV—XVII вв. На Климентовской стоянке она датирована радиоуглеродным методом по основанию гумусового горизонта: 320±60 л.н. (начало XVII в.), но эта датировка, очевидно, несколько омоложена. Начало формирования этой почвы относится ко времени 300—500 л.н., а время погребения значительно различается (от 300 до 0 л.н.).

II почва (серая лесная) распространена почти повсеместно. Она погребена на глубине до 1 м и более. В ее гумусовом горизонте встречается керамика конца раннего железного века и раннего средневековья (начало I тысячелетия н.э. — начало II тысячелетия н.э. — 1800—800 л.н.). Нижняя часть ее гумусового горизонта хорошо датирована по материалам Климентовской стоянки (III—IV вв.), а



Хронологическое сопоставление разрезов

1 — положение культурного слоя, *2* — возраст по ^{14}C, *3* — суглинок с супесчаными прослоями, *4* — суглинок средний, *5* — суглинок тяжелый, *6* — глинистый песок, *7* — песок, *8* — глина, *9* — ил, *10* — дернина, *11* — гумусовый горизонт луговых пойменных почв, *12* — гумусо-элювиальный горизонт серых лесных пойменных почв, *13* — иллювиальный горизонт серых лесных почв, *14* — гумусовый горизонт луговых почв, расположенный в пределах иллювиальных горизонтов серой лесной почвы, *15* — номера гумусовых горизонтов современной (I) и погребенных (II—IV) почв

верхняя — по материалам стоянок Бабино-Булыгино, Климентовской и местонахождения Никитино (славянская средневековая керамика XI—XII вв.).

III погребенная почва (пойменная луговая) встречается реже и выражена слабее. Она хорошо датируется археологическим материалом по Климентовской стоянке (от конца II тысячелетия до н.э. до середины I тысячелетия до н.э., 3200—2500 л.н., эпоха поздней бронзы — начало раннего железного века). На стоянке Добрин остров непосредственно под этой почвой залегает керамика поздняковской культуры бронзового века, относимая к третьей четверти II тысячелетия до н.э. На стоянке Подборное по этой почве получена радиоуглеродная датировка: 3000±350 л.н.

Нижняя (IV) погребенная почва (пойменная луговая) встречается во многих разрезах и имеет мощный хорошо развитый профиль. Она содержит неолитическую керамику и кремни. На Старорязанской стоянке эта почва датируется IV тысячелетием до н.э. — серединой III тысячелетия до н.э. (6000—4500 л.н.) (находки ямочно-гребенчатой керамики и позднего неолита). На стоянке Дубровичи непосредственно под этой почвой залегает керамика протоволосовского типа (вторая половина IV тысячелетия до н.э. — первая половина III тысячелетия до н.э.).

В профиле верхней пойменной луговой почвы выделяется гумусовый горизонт (A1) мощностью до 50—60 см, который постепенно переходит в почвообразующую породу (горизонт C). Горизонт A1 в большинстве случаев хорошо развит, имеет темную гумусовую прокраску и хорошую оструктуренность, что обусловлено поступлением большого количества органического вещества от луговой растительности и деятельностью дождевых червей. В нижней части этого горизонта и в верхней части горизонта C встречаются кротовины. Признаки оглеения выражены в значительной степени лишь в понижениях рельефа поймы. Местами почва развита слабо, расслоена на несколько гумусовых горизонтов.

Особо выделяется серая лесная почва II, которая имеет наибольшее стратиграфическое и палеогеографическое значение. Она характеризуется хорошо развитым профилем, ярко выраженными морфологическими признаками и хорошо диагностируется. Серая лесная почва отвечает наиболее существенному перерыву в накоплении аллювия, охватывающему 1000-летний отрезок времени в середине субатлантического периода. За это время пойменный аллювий оказался проработанным почвообразовательными процессами на глубину до 2 м и более от поверхности почвы. В верхней части профиля сформировались гумусо-элювиальные горизонты (A1, A1A2, A2B), ниже развились процессы ореховатого оструктуривания, миграции глинистых суспензий. Этими процессами были охвачены третья и четвертая луговые погребенные почвы (Климентовская стоянка и др.), которые в большинстве случаев располагаются на глубине до 2 м от поверхности серой лесной почвы. Вся переработанная этими процессами толща аллювия вместе с луговыми погребенными почвами представляет собой иллювиальные горизонты (B1t, B2tg) серой лесной почвы. Под воздействием лесного почвообразования гумусовые горизонты нижележащих луговых почв подверглись переоструктуриванию, уплотнению (слитизации), а в подгумусовых горизонтах появились признаки оглеения.

Третья и четвертая погребенные почвы исходно, до того как они были изменены диагенетическими процессами, очевидно, имели профиль, сходный с верхней пойменной луговой почвой. Об этом свидетельствует близкое к верхней почве строение их профиля, а также наличие кротовин.

Особые условия почвообразования создаются в местах значительных расширений поймы Оки. Здесь на удалении от русла реки имеются участки древней высокой поймы, длительное время не испытывавшие существенного привноса аллювия. Поэтому на этих участках формируются геосистемы, в наибольшей степени приближающиеся к водораздельным. В центральной части расширения поймы (у Спасск-Рязанского) распространены крупные массивы дубрав с хорошо

развитыми дерново-подзолистыми и серыми лесными почвами. Дерново-подзолистые почвы оглеены, имеют повышенную мощность верхней части профиля. Последнее, очевидно, обусловлено привносом, хотя и слабым; на поверхность почвы наилков, которые временами поступают и в эти участки поймы. Длительность этапа лесного почвообразования здесь значительно бóльшая, чем в районе стоянок древнего человека, расположенных в настоящее время вблизи русла, и, очевидно, охватывает весь субатлантический период.

Однако в большинстве случаев почвообразование в пойме протекает в условиях более интенсивного и неравномерного поступления аллювия на поверхность во время половодий. Луговая травянистая растительность, с которой связано формирование пойменных луговых почв, существует на пойме и в периоды быстрого осадконакопления. Почвообразовательные процессы (гумусообразование, оструктуривание и др.) в это время не успевают в полной мере переработать поступающие наилки. Поэтому признаки этих процессов проявляются слабо и в зависимости от скорости осадконакопления развиты в разной степени. Наименьшая скорость накопления аллювия, составлявшая менее 2 см в 100 лет, была во время образования серой лесной почвы, имеющей наиболее сложный профиль. Наоборот, при скорости накопления аллювия более 10 см в 100 лет признаки почвообразования выражены слабо.

Вообще в пойме можно выделить две основные модели почвообразования: пойменного мелкозем-аккумулятивного и "нормального", автономного, свойственного водораздельным территориям. Типичное пойменное формирование почвы (первая модель) протекает при постоянном привносе мелкозема на поверхность, который в той или иной степени прорабатывается почвообразовательными процессами; почвенный профиль растет вверх. Автономное почвообразование развивается в условиях относительно стабильного положения поверхности почвы и характеризуется постепенным проникновением в глубь процессов аккумуляции гумуса, а в серых лесных и дерново-подзолистых почвах — также миграции суспензий, ореховатого оструктуривания и др. Эти процессы на пойме со временем преобразуют все более глубокие слои аллювия, отложенные в периоды более интенсивного осадконакопления, и превращают их в почвенный профиль.

Таким образом, во время периодов с высокой скоростью накопления пойменного аллювия господствует типичная пойменная мелкозем-аккумулятивная модель педогенеза. В периоды замедления скорости накопления аллювия, достаточной для формирования профиля пойменной почвы, почвообразование характеризуется сочетанием обеих моделей. При значительном ослаблении или прекращении образования аллювия ведущее место занимает модель автономного почвообразования. Особенно ярко это проявилось во время образования в пойме серой лесной почвы.

Проведенные исследования показали, что пойменные погребенные почвы фиксируют периоды длительных перерывов в процессе осадконакопления или его замедления в связи с изменениями гидрологического режима Оки. При этом следует отметить следующие три момента.

1. Выявленные четыре основные перерыва (замедления) образования аллювия и соответствующие им четыре основные погребенные почвы сохраняют свое стратиграфическое и хронологическое положение на разных уровнях поймы (высокой, средней, низкой) и в разных структурно-геоморфологических областях (Окско-Цнинский вал и районы сопряженных с ним прогибов — Владимиро-Шиловского и Пензо-Муромского).

2. На достаточно длительное прекращение накопления аллювия во время формирования погребенных почв указывает приуроченность к ним стационарных поселений древнего человека. В слоях аллювия между почвами находятся лишь временные, сезонные поселения.

3. Во время образования почв на пойме, особенно во время образования серой

лесной почвы, педогенез развивался по типу автономного, свойственного водоразделам, или приближался к таковому.

Такие синхронные на всей пойме Средней Оки перерывы осадконакопления обусловлены действием комплекса причин. Можно выделить четыре основные причины: изменения климата, тектонические движения, изменения растительности, антропогенные воздействия. Наиболее очевидными из них являются изменения увлажненности климата и тектонические движения, проявляющиеся на отдельных участках долины (Гласко, 1983). Они непосредственно приводят к изменениям величины стока и высоты половодий. В более засушливые периоды и во время тектонических поднятий создаются условия для формирования почв; при увлажнении климата и тектоническом погружении — для аккумуляции аллювия.

Влияние растительности на поверхности поймы сказывается на условиях и темпах накопления наилков, а также на типе почвообразования (луговые, лесные, болотные почвы). Большое значение имеют изменения растительности в бассейне реки (Гласко, 1983). Они определяют изменения характера половодий (бурные или растянутые, сглаженные) и их высоту. Так, смена степного типа растительности на лесной должна привести к большей длительности половодий, их сглаживанию, ослаблению аллювообразования и формированию почв в пойме. В бассейне Оки, частью расположенном в лесостепи, на переходе от среднего к позднему голоцену возможно увеличение доли лесной растительности на водоразделах, отмеченное для Среднерусской возвышенности (Серебрянная, 1978). Это могло быть одной из причин увеличения зарегулированности стока, ослабления образования аллювия и распространения автономного почвообразования в пойме Оки (серая лесная почва).

Антропогенный фактор особенно проявился в течение последнего тысячелетия и в наибольшей степени в последние 300 лет. Постепенное сведение лесов и распашка склонов привели к значительному увеличению скорости и высоты половодий и возрастанию твердого стока. В связи с этим позднеголоценовый период относительной стабилизации педогенеза и ослабления образований аллювия в пойме сменился периодом активизации осадконакопления. Повсеместно наблюдается погребение почв, отложение грубослоистого аллювия. Также происходит и изменение общего характера почвообразования в пойме. Автономное почвообразование с максимальным распространением серых лесных почв сменяется пойменным мелкозем-аккумулятивным.

Таким образом, основной причиной периодических изменений скорости накопления аллювия и формирования почв в пойме являются изменения гидрологического режима. При этом установленная на Средней Оке хронологическая выдержанность почв и соответствие времени их образования климатической периодизации (Хотинский, 1985) позволяют допустить, что изменения гидрологического режима Оки были связаны с изменениями увлажненности климата. Однако прямая приуроченность этапов почвообразования к периодам пониженной увлажненности может нарушаться под воздействием других факторов: растительности, тектонических движений, блуждания русла по пойме и др. Так, изменения растительности в бассейне Оки (увеличение облесенности во влажные климатические фазы) могли приводить к ослаблению осадконакопления и формированию почв в пойме. Тектонический фактор регионально проявлялся в степени развития почв, их гидроморфности. Локальные различия в скорости образования аллювия и проявлении педогенеза определяются в основном блужданием по пойме русла и приуроченной к руслу зоны повышенной интенсивности осадконакопления.

По той же причине в пойме Средней Оки, кроме четырех основных погребенных почв, образовались и локальные почвы. Однако по сравнению с четырьмя основными почвами степень их развития и частота встречаемости меньшие.

Таким образом, применение археологического и радиоуглеродного методов датирования позволило получить большое количество датировок погребенных почв в пойме Средней Оки. Кроме локальных почв, происхождение которых связано с местными причинами, выявляются четыре основных почвенных уровня, возраст которых 0—500, 800—1800, 2500—3200 и 4500—6000 л.н.

Верхняя и две нижние погребенные почвы являются типичными пойменными луговыми. Вторая сверху почва — серая лесная — выделяется как наиболее яркий стратиграфический уровень поймы Средней Оки. Она распространена повсеместно, имеет хорошо развитый, мощный почвенный профиль и отвечает наиболее существенному перерыву в образовании аллювия, имевшему место в середине субатлантического периода.

Причинами перерывов в осадконакоплении, синхронно проявляющихся на всей пойме, можно считать изменения увлажненности климата, тектонические движения, изменения растительности на пойме и в бассейне реки, а также проявившийся в последние века антропогенный фактор.

ЛИТЕРАТУРА

Асеев А.А. Палеогеография долины Средней и Нижней Оки в четвертичный период. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 201 с.

Гласко М.П. Анализ факторов, определяющих интенсивность осадконакопления аллювия поймы Средней Оки в среднем и позднем голоцене // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1983. N 5. С. 66—74.

Гласко М.П., Фоломеев Б.А. Методика определения скоростей накопления пойменного аллювия равнинных рек по археолого-геоморфологическим данным (на примере Средней Оки) // Геоморфология. 1981. N 3. С. 26—36.

Маккавеев Н.И., Хмелева Н.В., Заитова И.Р., Лебедева Н.В. Экспериментальная геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1961. Вып. 1. 194 с.

Серебрянная Т.А. Развитие растительности среднерусской возвышенности в голоцене: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1978. 19 с.

Хотинский Н.А. Радиоуглеродная хронология природных и антропогенных рубежей голоцена // Геохронология четвертичного периода: Тез. докл. Таллин, 1985. С. 10.

Хотинский Н.А., Фоломеев Б.А., Гуман М.А. Археолого-палеогеографические исследования на Средней Оке // Сов. археология. 1979. N 3. С. 63—81.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 56 1987

КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПОЛЬШЕ

В многотомном издании "Геологическое строение Польши" в 1984 г. появилась фундаментальная монография по стратиграфии четвертичных отложений Польши[1], написанная коллективом авторов, под ред. Э. Мойски, которая отражает современное состояние стратиграфических исследований в этой стране и, несомненно, заинтересует советских геологов-четвертичников.

Структура монографии предельно проста. Она состоит из введения, нескольких общих (история исследований, общая геологическая характеристика и основы стратиграфии) и одной основной (регионы распространения и стратиграфия) глав.

Во "Введении" дана краткая общая характеристика четвертичного покрова Польши. Отмечено, что здесь распространены преимущественно ледниковые, водно-ледниковые, подпрудно-озерные, эоловые, элювиальные, морские, речные, озерные и пещерные образования. Указано, что самая большая (свыше 300 м) мощность четвертичных осадков зафиксирована в пределах Северопольских низменностей. На Среднепольских и других возвышенностях главными осадками плейстоцена являются лёссы и содержащиеся в них ископаемые почвы. В горах преобладают элювиально-делювиальные образования, а в котловинах — озерные и речные осадки, иногда значительной мощности. Обращается внимание на то, что основой возрастного расчленения плейстоцена являются органогенные осадки: торф и гиттия. Большое значение для стратиграфии позднего плейстоцена имеют также морские осадки, распространенные в долине Нижней Вислы.

В главе "История исследований" показаны главные этапы стратиграфических исследований, названы ученые, много сделавшие в изучении стратиграфии плейстоцена Польши, содержится также материал (стратиграфические схемы, терминологические пояснения и др.), необходимый для понимания последующих глав.

В главе "Общая геологическая характеристика и основы стратиграфии" отмечается, что плейстоценовые отложения Польши формировались под влиянием глобальных и локальных факторов. К главным глобальным факторам отнесены климатические изменения, которые вызвали развитие и деградацию материковых ледников, несколько раз покрывавших значительные пространства Польши, а также обусловили специфические перигляциальные процессы, развивавшиеся в ледниковые периоды за пределами ледниковых покровов. Среди локальных факторов названы литология, структура и рельеф ложа плейстоцена, неотектонические движения и некоторые другие. Временно́е и пространственное соотношение перечисленных факторов положено в основу районирования территории

[1] Budowa geologiczna Polski. T. 1. Stratygrafia, czesc 3b, Kenozoik, Czwartorzed, Wyd-wo Geologiczne. W-wa, 1984. 396 p.

Польши. Выделено пять основных регионов: Северопольские низменности и Среднепольские возвышенности, Свентокшиские горы, Судеты и Шлензская низменность, Карпаты и Предкарпатские котловины, Татры и Новотаргская котловина. Для каждого региона охарактеризованы особенности ложа, генетическая неоднородность и мощность четвертичного покрова, а также указаны основные исходные данные, использованные для его стратиграфического расчленения. Здесь же описаны некоторые методические приемы, использованные при изучении плейстоцена Польши.

Несомненно, самый большой интерес в монографии представляют материалы, сосредоточенные в специальной главе "Регионы распространения и стратиграфия". Плейстоценовый покров Польши разделен на эоплейстоцен, мезоплейстоцен, неоплейстоцен и голоцен. Описание указанных горизонтов плейстоцена дается раздельно для каждого региона.

К эоплейстоцену отнесены осадки, которые залегают на эрозионной поверхности плиоценовых и более древних образований и перекрыты осадками, содержащими материал скандинавского происхождения. Это определение эоплейстоцена не очень четкое в понимании как нижней, так и верхней его границы. Поэтому неудивительно, что в польской литературе для этого промежутка времени используются и другие названия: преплейстоцен, протоплейстоцен, прегляциал. Эти отложения палеонтологически охарактеризованы еще очень слабо. Лучше изучены их строение, литология и условия залегания. На основании этих данных в наиболее полных разрезах эоплейстоцена на Северопольских низменностях выделяются два горизонта: козинецкий и красноставский. Оба горизонта представлены речными осадками. Обычно внизу залегают галечники и пески, вверху — пылеватые глины, алевриты и глины. В пределах Свентокшиских гор, кроме речных, встречаются и склоновые образования, которые здесь из-за отсутствия палеонтологических данных считаются плиоцен-плейстоценовыми. В Сандомирской котловине выделяются четыре разновозрастные серии аллювия, залегающие на различных гипсометрических уровнях: первая (абс. отметки 190—200 м) — кромер; вторая (210—215 м) — гюнц; третья — наиболее высокий уровень Предкарпатской ложбины стока — период, предшествующий тегелену; четвертая (галечники Витова и Майдана) — граница плиоцена и четвертичного периода.

Мезоплейстоцен, так же как и эоплейстоцен, лучше изучен в пределах Северопольских низменностей, Среднепольских возвышенностей и Свентокшиских гор. В двух первых регионах он состоит из трех теплых периодов (кромерского, фердынандовского и мазовецкого) и двух холодных (южнопольского и вильги). В других регионах это кромер, южнопольское оледенение и мазовецкий интергляциал. Более или менее надежно выделен кромер в Свентокшиских горах, где осадки этого времени представлены речными песчано-галечниковыми образованиями, переходящими вверх по разрезу в пылеватые и глинистые разности с остатками флоры и раковинами моллюсков. Эти осадки приурочены в основном к погребенным долинам. Кроме того, на некоторых участках Северопольских низменностей (Клещов, Кжепоцин) в глубоких (более 150 м) эрозионных долинах встречаются элювиально-делювиальные осадки, которые, возможно, частично относятся к кромеру. На всей остальной части Польши в кромерское время преобладал интенсивный эрозионный врез и осадки не сохранились.

Отложения южнопольского оледенения очень разнообразны и распространены практически во всей Польше. В Северопольских низменностях южнопольское оледенение делится на три горизонта, любартовский стадиал, лушавский интерстадиал и коцкий стадиал. В наиболее полных разрезах любартовский стадиал, в свою очередь, делится на три фазы: нижнюю, представленную ледниковыми отложениями; среднюю, сложенную речными образованиями, и верхнюю, сложенную также ледниковыми осадками. Лушавский интерстадиал — это преимущественно речные галечники, пески, алевриты и глины, относящиеся к трем

сериям, залегающим на различных гипсометрических уровнях, частично вложенным одна в другую. Образования коцкого стадиала в отличие от вышеописанных распространены повсеместно. Представлены они двучленной мореной и сопутствующими морене гляциальными осадками трансгрессивной и регрессивной фаз.

Сложно построенную картину представляют собой отложения южнопольского оледенения и в Свентокшиском регионе. Здесь выделены предмаксимальный стадиал, интерстадиал (ясенки, пилицкий) и максимальный стадиал. Предмаксимальный стадиал (ледник в это время не покрывал Свентокшиские горы, а только приближался непосредственно к ним) представлен песчано-алевритовыми сериями, которые залегают в пределах древнеплейстоценовых долин. Интерстадиал сложен речными осадками, выполняющими эрозионные долины, и ископаемыми почвами на лёссовых равнинах, а также пещерными осадками. Максимальный стадиал сложен двумя горизонтами морен, которые рассматриваются как две фазы, разделенные интерфазой.

В Свентокшиском и других регионах Польши выше по разрезу следует мазовецкий интергляциал. На Северопольских низменностях и Среднепольских возвышенностях Э. Мойски выделяет между южнопольским оледенением и мазовецким интергляциалом еще фердынандовский интергляциал и оледенение вильги. Фердынандовский интергляциал выделен на основании изучения профиля скважины Фердынандов В (около Коцка), где встречены осадки, представленные алевритами, озерными мергелями, гиттией и торфом. В этих отложениях З. Янчик-Копикова установила такую последовательность растительности: лесотундра — смешанный лес — лиственные теплолюбивые леса — лес еловый с элементами лиственного леса — тайга — грабовые леса — тайга — тундра. Флора фердынандовского интергляциала установлена также в Лукове, Подгужу, Белобжегах. Другие фации фердынандовского интергляциала изучены еще недостаточно. Считается, что представлены они речными осадками, но их выделение и корреляция затруднительны. К оледенению вильги отнесены гляцигенные фации, которые раньше считались предмаксимальным стадиалом среднепольского оледенения (Фердынандов, Луков и др.).

Мазовецкий интергляциал довольно хорошо изучен на территории почти всей Польши. Общеизвестны разрезы Новин Жуковских, Барковиц Мокрых, Ольшевиц, Венгожева и др. По В. Шаферу, флоры из этих разрезов характеризуются преобладанием пыльцы хвойных деревьев и полным отсутствием бука. По мнению Л. Линднера, Лопушанская котловина, Кожицкое и Оногинское холмогорья, Гельневский холм, долина Пилицы и Радомская равнина относятся к классическим районам развития долинных осадков мазовецкого интергляциала. Поэтому деление его здесь на две части: предоптимальную с преобладанием глубинной эрозии и пооптимальную, характеризующуюся аккумуляцией осадков, по-видимому, имеет не только местный, но и более общий характер. В других районах Польши встречаются также довольно интересные разрезы с осадками мазовецкого интергляциала (Адамувка, Становицы и др.).

Неоплейстоцен состоит из трех горизонтов. Верхний и нижний горизонты — это осадки средне- и северопольского оледенений, средний горизонт — эемский интергляциал. Они лучше всего изучены и наиболее детально расчленены. Характеризуя предмаксимальные стадиалы и интрастадиалы среднепольского оледенения Северопольских низменностей, автор раздела отмечает, что вопрос о количестве и корреляции предмаксимальных стадиалов является дискуссионным. Хотя до настоящего времени назван и детально охарактеризован только один стадиал — модлинский, выделенный по особенностям литологии осадков подпрудных бассейнов, Э. Мойски считает, что их было больше. Рассматривая трансгрессивные серии среднепольского оледенения, он делит их на два комплекса: нижний, выполняющий уже готовые и частично засыпанные раньше долины, и верхний, распространенный главным образом вне долин. На Шленской и Ченстоховско-

Краковской возвышенностях предмаксимальному стадиалу отвечают горизонты древних (старших) лёссов, которые перекрываются мореной. Допускается, что в тех местах, где лёссы отсутствуют, морена является их возрастным аналогом.

Очень сложно построен максимальный стадиал. Среди его осадков в средней и восточной части Северопольских низменностей выделяется несколько стратиграфо-фациальных комплексов: осадки, накопившиеся в период трансгресии ледника, маргинальные осадки максимального распространения оледенения, морены, субгляциальные осадки, рецессионные осадки в полосе между стадиями максимального распространения ледника и мазовецко-подляским стадиалом.

Дробно расчленен и постмаксимальный этап развития среднепольского оледенения. В нем выделяются: мазовецко-подляский, северомазовецкий, млавский стадиалы и пилицкий, бужанский и региминский интерстадиалы. Мазовецко-подляский и северомазовецкий стадиалы, в свою очередь, делятся на ряд фаз и интерфаз. Выделение стадиалов и фаз произведено преимущественно по литологии осадков. Палеонтологических данных для такого мелкого деления явно недостаточно.

В Свентокшиском регионе среднепольское оледенение покрывало только его северо-западную и северо-восточную части и оставило там от одного до четырех горизонтов чешуеобразно наложенных одна на другую морен, отвечающих последовательным фазам максимального стадиала. Недостаточно еще изучены отложения среднепольского оледенения в Рацибуж-Освенцимской котловине.

Эемский интергляциал считается в Польше наиболее теплым периодом плейстоцена. Он представлен речными, озерными, морскими, элювиальными и другими образованиями. Выделение и стратиграфическое расчленение земских осадков произведено на основании анализа растительных остатков из озерных, частично морских отложений. На пыльцевых диаграммах обычно показаны фитофазы. Интересно, что некоторые из этих фитофаз опознаются по нескольким пробам.

Важным репером эемского интергляциала являются ископаемые почвы, которые встречаются в лёссах, ледниковых и водно-ледниковых отложениях. Они хорошо изучены на Среднепольских вызвышенностях, Свентокшиских горах и Предкарпатье. Это так называемый педокомплекс Ниетулиско-1. В современной интерпретации только нижняя "обезглавленная" почва этого педокомплекса относится к эему. Довольно полный профиль эема представляют пещерные образования. Тем не менее вплоть до настоящего времени корреляция отдельных фаций педокомплекса вызывает затруднения.

Во время северопольского оледенения, когда сформировался наиболее молодой горизот плейстоцена, Польша на значительных площадях была покрыта ледником, остальная ее часть в это время находилась в перигляциальных условиях. Изучение ледниковых отложений и лёссов и абсолютные датировки в последние годы дали новый богатый материал для расчленения северопольского оледенения. На Северопольских низменностях и Среднепольских возвышенностях установлены кашубский, предгрудзянский и главный стадиалы, которые разделены конинским и грудзянским интерстадиалами.

Кашубский стадиал представлен ледниковыми, водно-ледниковыми и озерными осадками, а также лёссами, образовавшимися в экстрагляциальных условиях. Конинский интерстадиал выражен главным образом речными и озерными осадками и ископаемыми почвами. Предгрудзянский стадиал сложен ледниковыми и лёссовыми образованиями. Ледниковые образования разнообразны: внизу — запрудноозерные, выше — водно-ледниковые и подпрудноозерные осадки. К грудзянскому интерстадиалу отнесены в основном озерные осадки и ископаемые почвы. Автор раздела полагает, что грудзянский интерстадиал состоит по крайней мере из двух более теплых этапов (две ископаемые почвы), разделенных более холодным и влажным временем.

Главный стадиал северопольского оледенения представлен в основном ледниковым и лёссовыми отложениями. На основании геоморфологических (а верхняя часть — и палеонтологических) данных он разделяется на лещинскую и поморскую фазы с мазурской интерфазой между ними. Ледниковые и водноледниковые осадки лещинской и поморской фаз составляют бóльшую часть главного стадиала. Позднеледниковые стратиграфические горизонты на Северопольских низменностях и Среднепольских возвышенностях сложены делювиальными, элювиальными, эоловыми и речными осадками.

Голоцен рассматривается в объеме 10 тыс. лет и расчленяется на предбореальный, бореальный, атлантический, суббореальный и субатлантический периоды. Основой для такого расчленения морских, озерных, болотных, речных и других типов осадков, мощность которых иногда достигает 20 м, служат особенности их геологического строения, спорово-пыльцевые комплексы и многочисленные абсолютные датировки по ^{14}C. Приведена краткая характеристика выделенных периодов.

В заключение необходимо отметить, что рецензируемая монография представляет собой наиболее полную сводку по стратиграфии четвертичных отложений Польши. Составлена она высококвалифицированными специалистами на высоком научном уровне и дает довольно полное представление о современных достижениях и проблемах стратиграфических исследований четвертичных отложений в этой стране. Монография представляет большой интерес для советских специалистов, особенно тех, кто работает на сопредельной территории — в Прибалтике, Белоруссии и на западе Украины.

Н.С. Демедюк

ЕЩЕ РАЗ О МЕСТОНАХОЖДЕНИИ УЛАЛИНКА В ГОРНОМ АЛТАЕ

1. *Окладников А.П., Рагозин Л.А., Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н., Шлюков А.И.* К вопросу о возрасте Улалинского местонахождения галечной культуры на Алтае // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 7. С. 74—82.
2. *Рагозин Л.А., Шлюков А.И.* К вопросу о возрасте Улалинской палеолитической стоянки // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1984. N 5. С. 80—85.

Местонахождение каменных изделий Улалинка в г. Горно-Алтайске является одним из пунктов, вызвавших наиболее широкую дискуссию среди публикаций, посвященных древнейшим находкам палеолита в СССР (приведенный ниже список литературы по этому пункту отнюдь не является исчерпывающим). Местонахождение (его называли в печати стоянкой и даже поселением) посещали многие археологи и геологи, высказывались различные мнения о происхождении и геологическом возрасте отложений, вмещающих находки. Дебатировался вопрос о характере самих изделий, так как не все археологи соглашались с наличием следов их искусственной обработки. Условия залегания и геологический возраст находок трактовались по-разному. И в конце концов была предложена и широко опубликована датировка слоя, содержащего каменные изделия, термолюминесцентным методом в 1,5 млн лет.

В августе 1982 г. в Москве во время XI Конгресса ИНКВА по инициативе руководства Института истории, филологии и философии СО АН СССР было проведено специальное заседание, посвященное обсуждению вопроса об оценке материалов Улалинского местонахождения и целесообразности их публикации. В заседании приняли участие практически все крупнейшие советские археологи-палеолитчики, а также геологи и палеогеографы, изучающие геологию палеолита. В том числе присутствовал (ныне покойный) геолог Л.А. Рагозин, инициатор и главный сторонник удревнения Улалинского местонахождения.

На заседании было проведено широкое обсуждение геологии и археологии этого пункта и выслушано много критических замечаний. Общее мнение склонялось к тому, чтобы воздержаться от публикации материалов по Улалинке до проведения там новых детальных исследований и разрешения основных дискуссионных вопросов. К сожалению, несмотря на то что новых материалов получено не было, в наших авторитетных изданиях появились статьи о возрасте этого местонахождения, содержание которых вынудило авторов написать настоящую рецензию. Во время работы над ней мы испытывали определенные сомнения и колебания, поскольку пришлось затрагивать имя неутомимого исследователя Сибири академика А.П. Окладникова, о деятельности которого на упомянутом выше заседании было сказано много теплых слов.

Заслуги А.П. Окладникова в изучении палеолита Сибири трудно переоценить. Историку науки нельзя будет пройти мимо того факта, что он был первым среди советских ученых, обратившим внимание на галечные орудия — чопперы и чоппинги и оценившим их значение для древних этапов палеолита. От признания древности этих орудий А.П. Окладников легко перешел к идее о значительно более раннем появлении человека в Сибири, чем это считалось. Эти идеи были высказаны им в связи с находками галечных орудий на местонахождениях Филимошки, Усть-Ту, Кумары (Окладников, 1968). Несмотря на то что нижнесреднеплейстоценовый возраст этих местонахождений однозначно подтвердить не удалось, сама идея о заселении Сибири в нижнем палеолите не оказалась забытой.

Первые находки, заинтересовавшие А.П. Окладникова, сделанные в 1961 г. на берегу небольшой речки Улалинки в черте Горно-Алтайска, не явились для него неожиданностью. Они легли на уже подготовленную почву представлений о том, что до верхнего палеолита, уже хорошо известного на Алтае, существовали более ранние культуры, в том числе и галечные. И последние могли быть сколь угодно древними.

Поэтому как первые датировки местонахождения Улалинка геологами, связанные с разрезом левого берега реки (средний или ранний плейстоцен), так и пересмотр возможного возраста памятника и кажущаяся совершенно фантастической дата 1,5 млн лет были приняты А.П. Окладниковым как должное. В данном случае он полностью положился на геологов и других специалистов.

Обратимся к геологии местонахождения Улалинка и ее геоморфологическому положению. Описываемый пункт, подмываемый речкой Улалинкой, находится в северных предгорьях Алтая на выположенной поверхности отрога небольшого хребта. Авторами рецензируемых работ приводятся краткие сведения о коренной геологии и тектонике региона.

Террасовидная поверхность, с которой связано местонахождение, возвышается над урезом Улалинки на 15—16 м, образуя обрывистый склон, прикрытый толщей рыхлых отложений. Первые находки каменных предметов сначала были обнаружены на поверхности, а затем в отложениях склона, вскрытых в 60-х годах ступенчатым раскопом. В разрезе выделено две толщи резко отличных пород, залегающих несогласно. Верхняя толща, которая, в свою очередь, разделяется на две пачки (общая мощность около 9 м), сложена суглинистым материалом. В основании ее верхней части встречены изделия позднего палеолита. Нижняя толща (пройдено около 6 м), представленная беспорядочно расположенным грубым материалом, описывается как валунно-галечная или дресвяно-щебнистая. К ее кровле приурочены находки кварцитовых предметов, связываемые с деятельностью ископаемого человека. Вмещающие отложения трактовались различными исследователями как пролювиальные, ледниковые (морена), коллювиальные и т.д. Авторы рецензируемых статей считают их оползневыми. По их мнению, толща рыхлых образований находится в несмещенном состоянии только наверху, на выположенной поверхности, где она была вскрыта раскопками 70-х годов. Верхняя толща имеет здесь значительно меньшую мощность (3—4 м)

и более четко, чем на склоне, разделяется на две разнохарактерные пачки (в связи с чем ее нижняя часть рассматривается как средняя).

На этом разрезе основаны, по существу, все выводы авторов о возрасте Улалинского местонахождения.

Верхняя толща сводного разреза, приведенного Л.А. Рагозиным и А.И. Шлюковым в рецензируемой статье, представлена суглинками в основном лёссового характера (слои 1—4). Она имеет мощность около 2 м и содержит в своем основании небольшое число позднепалеолитических изделий из черного кремня. Этой толще приписывается делювиальный генезис и позднеплейстоценовый возраст.

Средняя толща (слои 5 и 6) мощностью 1—1,2 м сложена более глинистыми серыми и буроватыми породами, обнаруживающими признаки слоистости. В нижней ее части встречается редкий мелкий гравий. В этой толще обнаружены остатки грызунов (лагурид), "в строении зубов которых есть архаические черты, позволяющие считать их древнее ранней поры верхнего палеолита" (Окладников и др., 1985, с. 75). По генезису данная толща отнесена к делювиально-пролювиальным отложениям, а стратиграфически сопоставляется с краснодубровской свитой Верхнего Приобья и датируется средним плейстоценом, в основном по фауне грызунов. Подошва данной толщи четкая и неровная, свидетельствующая о наличии здесь большого временно́го перерыва.

Ниже выделяется резко отличный слой 7, имеющий мощность от нескольких сантиметров до 0,5 м. Слой 7 характеризуется как "галечник с золотисто-желтым глинистым заполнителем" (Рагозин, Шлюков, 1984, с. 81). В другой работе идет речь о "культурном слое (0,25 м), представленном желтой глиной с кварцитовыми гальками, валунами и галечными орудиями" (Рагозин, 1982, с. 120). В ряде работ слой называется валунно-галечным, а некоторыми исследователями — щебнисто-дресвяным. Есть и такая характеристика: между покровными суглинками и корой выветривания окремненных сланцев "в нижней части склона вклинивается маломощный (10—25 см) горизонт переотложенной коры выветривания — оранжево-желтых, охристо-желтых небольших плиток и чешуек серитицизированных сланцев, дресвы кварца и кварцитов. К этому горизонту приурочены находки" (Барышников и др., 1984, с. 32).

В описании Л.А. Рагозина и А.И. Шлюкова ниже слоя 7 выделяются еще слои 8—10 пестроцветных глин с выветрелым щебнем общей мощностью 2,2 м. Отсюда в основном получена опубликованная дата 1,5 млн лет. "Отбор образца производился из кровли горизонта прослоем мощностью около 50 см, преимущественно из слоев 8 и 9 вышеприведенного разреза" (Рагозин, Шлюков, 1984, с. 83). Всей нижней толще приписывается пролювиально-коллювиальное происхождение. Она сопоставляется с кочковской свитой, широко развитой на юге Западной Сибири, и датируется плиоценом.

Результатов каких-либо анализов описываемых отложений в опубликованных работах не приводится. Единственно, что представлено достаточно полно, — это описание данных палеомагнитного изучения. Верхняя часть разреза до слоя 7 показала прямую намагниченность и однозначно сопоставляется с зоной Брюнес, а нижняя, имеющая обратную намагниченность, — с зоной Матуяма. В прямой зоне выделены две маломощные палеомагнитные аномалии — одна в верхней, а другая в средней части разреза.

Посмотрим, в какой степени обоснован геологический возраст отдельных толщ, устанавливаемый авторами статей.

Верхняя часть разреза вопросов не вызывает. Что касается средней части, то С.М. Цейтлиным (1986) достаточно подробно изложены те сомнения, которые возникают при безоговорочном отнесении этой маломощной (всего 1—1,2 м) толщи к краснодубровской свите. Мы не будем их здесь повторять. Были высказывания о ее верхнем и среднеплейстоценовом возрасте. Вторая точка зрения базировалась на находках остатков мелких грызунов, близких к фауне грызунов

из обнажения у Красного Яра на р. Убе. Толща аллювиальных отложений, как и прикрывающие ее лёссовидные суглинки, была отнесена там к среднему плейстоцену, а комплекс мелких грызунов, найденных в покровной толще, датировался временем рисского оледенения. В том же слое было обнаружено два мустьерских (по определению С.Н. Астахова) отщепа (Минина, Борисов, 1968).

По поводу этого разреза возникают следующие сомнения. Есть ли твердая уверенность в том, что аллювий и прикрывающие его суглинки одновозрастны? Не относятся ли последние к более позднему (верхнеплейстоценовому) времени? Наличие мустьерских форм свидетельствует, по современным представлениям, о верхнеплейстоценовом возрасте вмещающих отложений.

Комплекс мелких млекопитающих из Красного Яра, который рассматривался в свое время как заведомо среднеплейстоценовый, изучался В.С. Зажигиным и, по его устному сообщению, может быть отнесен в равной степени как к среднему, так и к верхнему плейстоцену. Да и само определение возраста этой фауны в первой рецензируемой статье "древнее ранней поры верхнего палеолита" (с. 75) вызывает вопрос. Верхний палеолит начинается, как известно, 35—40 тыс. л.н. Почему тогда речь идет о среднем плейстоцене? Ведь может быть и верхний. Таким образом, датировка слоев 5 и 6 Улалинского разреза средним плейстоценом по сходству ее мелкой териофауны с фауной Красного Яра не может считаться окончательной.

Г.А. Поспелова, принимающая краснодубровский (среднеплейстоценовый) возраст средней части Улалинского разреза, выделяет здесь палеомагнитную аномалию, прослеживающуюся в двух разрезах. С большими оговорками она оценивает возраст этой аномалии в 100 тыс. лет, а нижней границы прямой зоны — приблизительно в 300 тыс. лет. "Однако, — пишет она, — эти возрастные оценки следует рассматривать только как предварительные" (Окладников и др., 1985, с. 77). В сводном палеомагнитном разрезе Улалинского местонахождения эти цифры даются со знаком вопроса. В решении Всесоюзной конференции по геохронологии четвертичного периода 1985 г. был принят специальный пункт, призывающий к крайней осторожности в использовании "абсолютных" цифр на основании результатов палеомагнитных исследований (особенно экскурсов), не подкрепленных данными других методов. В данном случае такая осторожность не соблюдена. Датировки Г.А. Поспеловой даются предварительно, что неоднократно ею подчеркивается. Л.А. Рагозин и А.И. Шлюков (1984, с. 84) без оговорок пишут: "средняя сероцветная глинистая пачка по данным палеомагнетизма может относиться к возрастному диапазону от 300 до 700 тыс. лет". Знаки вопроса с тех цифр, где они имеются на сводной колонке Г.А. Поспеловой, в данной работе сняты (Там же, с. 82). Ссылка на источник сведений по палеомагнитным исследованиям дается здесь неточно. Авторы ссылаются на работу Г.А. Поспеловой, З.Н. Гнибиденко, А.П. Окладникова (1980), тогда как в тексте приводятся данные более поздних работ, что вызвало естественное недоумение С.М. Цейтлина в его рецензии (1986).

Так обстоит дело с вопросом о возрасте средней маломощной толщи Улалинского разреза. Неясностей здесь остается много, и ее верхнеплейстоценовый возраст (Цейтлин, 1979) отнюдь не исключается.

Граница между средней и нижней толщей разреза очень резкая, что свидетельствует о большом перерыве в отложении осадков. Г.А. Поспелова оценивает этот перерыв по крайней мере в 400 тыс. лет (от 300 тыс. лет для подошвы средней части разреза до начала зоны Матуяма с обратной намагниченностью нижней толщи). Слой 7 с находками кварцитовых изделий авторы рецензируемых статей относят к кровле нижней толщи. В сводной палеомагнитной колонке так и показано, хотя по конкретным разрезам видно, что контакт между средней и нижней толщей с трудом фиксируется (см.: Окладников и др., 1981, рис. 2). Образцы из него отобраны полностью только в одном разрезе III (IV на рисунках в рецензируемых статьях), где вместо обратной полярности для нижней части разреза

отмечена палеомагнитная аномалия (что объясняется характером и расположением разреза по отношению к склону).

Кварциты, среди которых выделены обработанные предметы, в коренном залегании принадлежат к комплексу позднепротерозойских отложений, располагающихся на небольшой глубине в близлежащих к Улалинке увалах, т.е. являются местными породами (Окладников и др., 1985, с. 75). Согласно изложенным данным, кварцитовые гальки с искусственными сколами строго приурочены к слою вязких глин (слой 7), переполненных грубым материалом, имеющему мощность практически от 0 до 0,5 м. Другими словами, они находятся на контакте двух толщ, а местами внедряются в слой глин на глубину до 0,5 м. Поскольку указанный контакт свидетельствует об огромном временно́м перерыве, можно предположить, что сколы на гальках были сделаны не в процессе отложения пестроцветных глин, а в более позднее время и ископаемый человек обитал здесь в какой-то период на уже сложившейся поверхности, подвергавшейся воздействию самых разнообразных природных процессов. Может возникнуть вопрос: каким образом обработанные гальки попали в глину на глубину до 0,5 м? Авторы пишут: "Среди кварцитовых галек встречаются и обработанные человеком. Они также погружены в эту яркую глину и органично связаны с ней" (Окладников, Рагозин, 1982а, с. 117). Нам представляется, что А.П. Окладников отбирал весь кварцитовый материал без внимательного изучения каждого предмета на месте. Каждая галька определенной формы забиралась для дальнейших исследований, причем фиксация точного места отбора, по-видимому, не всегда проводилась. В последнее время наши крупнейшие ленинградские археологи-палеолитчики провели детальное изучение Улалинской коллекции. Из всей массы просмотренного материала (около 2000 предметов) они выделили "среди массы галек желтого кварцита с аморфными плоскостями раскалывания около сотни артефактов" (Абрамова, 1986, с. 276). Это свидетельствует о том, что только 5% отобранного материала может быть связано с деятельностью ископаемого человека. И вполне логично предполагать, что именно те предметы, которые находились внутри полуметрового слоя глин, относятся к 95%-ной массе необработанных галек. В пользу этого говорит еще одно обстоятельство. Л.А. Рагозин и А.И. Шлюков (1984, с. 84) пишут, говоря о крепкой глинистой обмазке галек и галечных изделий: "Следует заметить, что обмазка отсутствует в местах сколов на орудиях, которые, по мнению А.П. Окладникова, произведены человеком". Это, несомненно, довод в пользу более позднего возраста обработки галек. Что же касается термолюминесцентной даты в 1,5 млн лет, то, как уже указывалось, она относится к слоям, не содержащим кварцитовых изделий. И можно только удивляться, читая в одной из работ Л.А. Рагозина: "Анализ показал, что культурный слой[1] с улалинскими галечными орудиями имеет возраст 1 млн 480 тыс. лет" (1982, с. 121).

В итоге работ, проведенных А.П. Окладниковым и его основным соавтором Л.А. Рагозиным на описываемом местонахождении, они пришли к весьма ответственным выводам, которые сформулированы следующим образом: «Предгорья Алтая входили в область захоронения (вероятно, распространения. — *В.Р.*) "человека умелого" — не разумного, а именно "умелого", овладевшего искусством изготовления галечных орудий» (Окладников, Рагозин, 1982а, с. 115). Или: "Наряду с появлением новых видов в составе подпуск-лебяжинского комплекса фауны могли также образовываться новые популяции и у наших человеческих предков. Трудно сказать, в какой степени эти популяции отличались от родительских исходных форм. Неизвестно также, выходили ли отличительные черты новых популяций за пределы видовых признаков. Ясно лишь, что в истории развития человека установлен очень важный факт: появление в Сибири его нового вида,

[1] Выше в той же работе (с. 120) указывается, что культурный слой, обнаруженный в верхней части толщи глин, имеет мощность 0,25 м.

умеющего изготовлять галечные орудия" (Там же, с. 121). И далее: "В Сибири находки гоминид пока неизвестны, и логично предположить, что улалинский человек — пришелец, мигрировавший из Африки" (Там же, с. 122).

Эти выводы базируются на двух основных допущениях:

1. Климатические условия Горного Алтая в виллафранкское время, к которому указанные авторы относят найденные изделия, были благоприятны для существования человека самого примитивного вида. Мы читаем: "... в связи с предкочковской фазой тектогенеза... происходила активизация процессов горообразования, сопровождавшихся значительными изменениями окружающей среды, приведшими, по К.К. Флерову... к крупной глобальной перестройке териофауны этой территории" (Там же, с. 123). Здесь явное недоразумение. В работе К.К. Флерова (1979, с. 971) говорится о том, что перестройка фауны млекопитающих происходила на разных континентах неодновременно. В конце плиоцена сформировались экваториально-тропические териофауны, тогда как фауны палеарктическая и неоарктическая сложились в конце плейстоцена и в голоцене. Это противоречит мнению авторов о почти одновременном появлении гоминид в разных климатических поясах в верхнем плиоцене. О какой же "этой территории" идет речь?

2. Кости улалинского человека, а также предшествующих ему форм, хотя и неизвестны на сегодняшний день, могут быть найдены в будущем или не сохранились ввиду неблагоприятных условий захоронения.

Конечно, любое теоретическое построение, созданное по принципу "А почему бы и нет?!", может быть сделано достаточно стройно и иметь вид логически обоснованного. Но поскольку факт отсутствия не является, строго говоря, доказательством, эти положения должны быть подкреплены достаточно весомым количеством принятых научной общественностью фактов. А этих фактов в теоретической платформе, объясняющей возможность присутствия Homo habilis так далеко на север от места его возникновения (ведь Улалинка расположена примерно у 52° с.ш.!), явно недостаточно.

Исходя из совершенно правильной предпосылки о том, что улалинский человек не мог иметь автохтонного происхождения, а связан с единой прародиной человечества — Восточной Африкой, А.П. Окладников и Л.А. Рагозин допускают возможность прямой миграции, полагая, что она происходила максимально быстро, как это свойственно некоторым животным, например слонам[1] (Окладников, Рагозин, 1982а, с. 122).

Такая возможность маловероятна и практически недоказуема, по крайней мере до тех пор, пока на Алтае не будут найдены кости Homo habilis. Для подтверждения своей идеи авторы ссылаются на находки древних орудий и костных остатков, сделанные на весьма отдаленных территориях. Они, например, утверждают, что галечные орудия Улалинки аналогичны орудиям из Юньмоу, найденным вместе с двумя зубами гоминид в Южном Китае. Однако таксономическая позиция антропологических находок из Юньмоу еще не определена, а предложенная ранее дата 1,7 млн лет (по данным палеомагнетизма) подвергается серьезному сомнению (Li Yanxian, 1983, с. 185—186). Кроме того, орудия из Юньмоу ничем не напоминают крупные галечные изделия из Улалинки. Да и вообще сравнивать между собой древнейшие доашельские индустрии практически невозможно. Сходны только некоторые технические и типологические моменты, но в целом все олдувайские индустрии, как это хорошо видно в Восточной Африке (Када-Гона, находки в долине р. Омо, Кооби-Фора, Олдувай и т.д.), сугубо индивидуальны и могут быть сравнимы только по одинаковым хронологическим срезам, а не археологически.

[1] Крайне неудачная параллель. Ведь это было время расцвета хоботных. Да, они, подобно современным слонам, вероятно, могли проходить до 100 км в день по пересеченной местности. А зарождающихся гоминид, несомненно, было численно очень мало. И у них не было причин для столь дальней миграции на север.

Весьма огорчительно, что в первой из рецензируемых работ постулируются данные, которые не подтверждаются фактическим материалом и могут ввести в заблуждение неискушенного читателя. Написано: "Древнейшая культура галечных орудий на других территориях от Эфиопии до Южной Африки, от Индии до Китая и Индонезии имеет возраст от 2,5 до 1,5 млн лет... К этому большому ареалу присоединяется и Сибирь" (Окладников и др., 1985, с. 81). В настоящее время возраст каменных изделий 2,5 млн лет известен с относительной достоверностью только для Восточной Африки (Афар). Даже в Южной Африке в ассоциации с австралопитеками наличие так называемой олдувайской, или олдованской, культуры подвергается сомнениям. Подлинное развитие там имеет только (в более позднее время) ашель. В Индии нет датированных находок такого возраста. В Индонезии (на Яве) находки питекантропов, геологический возраст которых не превышает 1 млн лет, не сопровождаются каменными изделиями. Из Китая с достоверностью не известно палеолитических индустрий древнее 1 млн лет. В зарубежной литературе иногда появляются непроверенные сведения о большом возрасте тех или иных культур, но они обычно быстро развенчиваются. При использовании таких публикаций требуются известная осторожность и анализ их с геологических позиций.

Как же в действительности обстоит дело с древнейшими памятниками Евразии? В настоящее время большинство исследователей считают, что синстадиальные памятники дренейшей поры нижнего палеолита не являются для разных континентов синхронными. Между зарождением галечной культуры в Восточной Африке и ее распространением на другие территории существовал огромный временной промежуток. Хорошо известно, что, несмотря на отдельные попытки удревнения некоторых местонахождений на Европейском континенте, нет реальных находок, которые были бы старше 1 млн лет. А те памятники, которые датируются гюнцским[1] временем и имеют достаточный набор бесспорно археологических предметов, насчитываются единицами (Валлоне, Солейяк, Королево, слой 8). Поэтому есть основания думать, что в Европу из Африки мигрировал не Homo habilis, а Homo erectus, ибо только последний в силу более высокого интеллекта и, как следствие, владения более развитыми орудиями мог адаптироваться к изменениям привычной экологической ниши.

Что касается Азии, то реальным древнейшим памятником континента продолжает оставаться Убейдия, хотя твердая дата этой стоянки (вернее, целой серии стоянок, причем разновременных) пока не установлена. Судя по сериям каменных орудий, более вероятен возраст, приближающийся к 1 млн лет.

В Средней Азии в связи с обнаружением стоянки Кульдара появилась возможность опустить нижнюю границу палеолита до 800 тыс. лет. В Китае, если не считать сенсационных, но не имеющих достаточно четких обоснований возраста памятников типа находок в Нихэвань, Сихоуду, Юньмоу, возраст древнейших памятников (Гунвалин, Кэхэ) не старше этого же времени.

Таково положение с теоретической основой возможности появления на Алтае первобытного человека виллафранкского возраста. И нужно сказать, что в итоге реальное положение данной проблемы отнюдь не в пользу высказываний А.П. Окладникова и Л.А. Рагозина.

Много пищи для сомнений дает и фактический материал, полученный при исследовании Улалинки. Журнальных статей, связанных с исследованиями этого объекта, накопилось немало, но за исключением одной работы (Окладников, 1972) каменные изделия подробно не описаны. Да и в указанной публикации даны орудия, полученные в результате первых раскопок на склоне, осуществленных в 1969 г., когда золотисто-желтая глина еще не была опознана как единст-

[1] В современных стратиграфических схемах гюнц представлен в очень сокращенном объеме — не старше 0,9 млн лет.

венный слой, содержащий каменные орудия. Так что представить себе точное положение описанных А.П. Окладниковым в 1972 г. находок в стратиграфии стоянки не представляется возможным.

И вообще, судить о масштабах раскопок и их "коэффициенте полезного действия" чрезвычайно трудно. Реальные площадки раскопов нигде не приведены, что не дает возможности представить себе площадное распространение обработанных галек, которые рассматриваются как нижнепалеолитические орудия. Единственная опубликованная схема (Окладинков, Рагозин, 1982а, рис. 1), передавая несколько странную с точки зрения обычных правил ведения раскопов конфигурацию раскопочных площадок 1969—1974, 1977—1978 гг., не сопровождается масштабом.

Фотография раскопок 1969 г. (Окладников, 1972) показывает серию длинных многометровых траншей-уступов с шириной ступени 1,5—2 м. Эта "лестница" охватывает основную часть склона (по вертикали) в районе стоянки, но из какой его части извлечены гальки со сколами, точно не указано. Известно только, что эти гальки связаны с рыхлой валунно-галечной толщей и что никакого определенного порядка в распределении артефактов в ней не наблюдалось.

Ни в одной из известных публикаций не имеется вертикальных разрезов, а также горизонтального плана раскопа или хотя бы описания положения галек со сколами по отношению к мощности толщи, их включающей (в одном случае говорится о том, что она достигает 0,5 м, в другом говорится о культурном слое мощностью 0,25 м). А более или менее детально описаны находки лишь раскопок 1969 г., когда вышеприведенные условия залегания еще не были известны. Отсутствие элементарно необходимых сведений по планиграфии и вертикальному распространению находок абсолютно исключает возможность какой-то их интерпретации (стоянка, остатки небольшого охотничьего лагеря, размытый "жилой горизонт", переотложенные вместе с галечником орудия и т.д.). Археологи, занимающиеся палеолитом, хорошо знают, насколько важно взаиморасположение предметов и насыщенность изделиями различных участков поверхности. Вертикальные же отметки каждой находки должны помочь в определении генезиса галечника и выявить "жилые горизонты" культурного слоя, если они имеются.

К сожалению, мы полностью лишены этих данных. Никакой статистики в распределении галек со сколами не опубликовано. Затруднительно разобраться и с шифровальными описями улалинских находок, хранящимися в Новосибирске. Не была сделана даже попытка установить реальную площадь стоянки.

Перейдем теперь к анализу самих галечных изделий из Улалинки. Прежде всего вернемся к многократным ссылкам на сходство последних с материалами из Олдувайского ущелья. Еще раз подчеркнем, что подобные ссылки абсолютно неоправданны и не могут служить основой для признания улалинских находок древнейшими артефактами. В олдувайской индустрии включая и нижний горизонт мы имеем нормальный набор орудий-отщепов, чопперов и чоппингов, полиэдров, грубых нуклеусов, триэдров, скребел и скребков. И комплекс Олдувая — это не "первоорудия", как называют находки из Улалинки авторы рецензируемых работ (Окладников, Рагозин, 1982а, с. 116). Так что сравнивать, собственно говоря, нечего. То же можно сказать о сходстве "первоорудий" с орудиями из Убейдии, Гунвалина, Королево (слой 8) и других древнейших стоянок Евразии. Улалинский материал не имеет аналогий нигде и должен сам постоять за себя.

Материалом для изготовления "орудий" на Улалинке служил желто-белый кварцит (гальки или обломки) в такой степени, что А.П. Окладников называет улалинскую индустрию "кварцевым палеолитом".

Всего А.П. Окладниковым опубликовано 14 изделий (Окладников, 1972, рис. 2, 3). На всех рисунках показана вторичная обработка. Шесть орудий приведено на фотографиях в научно-популярной статье А.П. Окладникова и Л.А. Рагозина

(1982б, с. 12—13). Фотографии нечетки и сложны для восприятия. На трех из них видны сколы, в одном случае вроде бы грубая ретушь. Абсолютно не убеждает данное в шести плоскостях "орудие универсального назначения". Таким образом, описана и зафиксирована в рисунках и фотографиях ничтожная часть коллекции, которая насчитывает более 2000 экземпляров.

Мы здесь не будем повторять описания изделий из Улалинки, сделанные в 1972 г., и приводить доводы А.П. Окладникова в пользу правомерности выделения в описываемом материале семи различных групп, отсылая заинтересованного читателя к первоисточнику (Окладников, 1972, с. 7—19). Описания, как и рисунки, выполнены на профессиональном уровне; с ними не стоит спорить, если не иметь собственного мнения, возникшего при визуальном знакомстве с коллекцией из Улалинки.

Об особом, можно сказать, крайнем архаизме типологии и техники раскалывания индустрии Улалинки говорилось не раз: "чоппинги... характеризуются крайней примитивностью формы и техники. Это почти необработанные гальки, слегка тронутые рукой человека" (Окладников, 1972, с. 13). Указывается, что "техника обработки камня и каменных изделий настолько примитивна и своеобразна... что их вообще невозможно классифицировать в рамках обычной нижнепалеолитической типологии, невозможно найти им место в номенклатуре классических западноевропейских схем" (Там же, с. 18). Или: "Архаичная, в полной мере первобытная улалинская культура" (Рагозин, 1982, с. 121). Еще один пример: "Характер обработки камней говорит о том, что здесь перед нами свидетельства, оставленные самым началом человеческой истории" (Окладников, Рагозин, 1982б, с. 12).

Авторам кажется, что подчеркивание архаичного характера улалинской индустрии обеспечивает принятие глубокой древности Улалинки и объясняет ее: "... техника обработки камня и инвентаря нижнего слоя Улалинки характеризуется в целом чертами особой примитивности, а вместе с тем и древности" (Окладников, 1972, с. 16).

Большое внимание уделяет А.П. Окладников особому типу изделий Улалинки, которые абсолютно преобладают. Это "грубо расколотые гальки кварцита. Гальки расщеплялись как бы одним ударом, направленным вдоль длинной оси гальки" (Там же, с. 11). В итоге галька раскалывалась на две плоскоовальные половинки, которые А.П. Окладников называет лепешками. Это и есть, по его мнению, типично улалинский характер обработки камня. Здесь "отчетливых следов ударных бугорков не видно, фасетки сколов бесформенные, с защепами, без четких раковистых углублений. Негативы ударных бугорков не прослеживаются" (Там же, с. 11). Как же раскалывались такие гальки, из которых, согласно описаниям А.П. Окладникова, в большинстве случаев изготовлялись "рубила-скребла", "рубилообразные орудия", "орудия с носиком" и т.д.? Поскольку хорошо известными обычными приемами раскалывания камня таких лепешек не получить, А.П. Окладников приходит к остроумному и неожиданному решению: "... возникает мысль, что древние обитатели Улалинки расщепляли гальки кварцита также и при помощи огня. Камень сначала раскаляли, а затем бросали в воду. В результате такой операции он трескался на части: гальки раскалывались соответственно естественной спайности именно на такие лепешки-половинки..." (Окладников, 1972, с. 17).

Здесь можно высказать два замечания. Прежде всего, использование человеком огня в любой форме в виллафранкское время вообще еще не доказано. Единственное свидетельство этому — кусочки спекшейся глины в Чесованье в Восточной Африке; хотя они и привлекают наше внимание к такой возможности, но не могут гарантировать ее доказательность. Да и одно дело костер, у которого грелись или готовили пищу хабилисы, скорее всего еще боявшиеся огня, другое — технологический прием, достаточно сложный, да еще стандартно повторяющийся.

В такую возможность верится мало. Группа ученых из Томска провела эксперимент с "огневым раскалыванием" улалинского кварцита и установила, что при операции, подобной той, которая описана А.П. Окладниковым, горная порода растрескивается и распадается на мелкие обломки и никаких лепешек не получается (Барышников и др., 1984, с. 33—34). Кстати, подобные лепешки, отскакивающие от гранитных валунов, достаточно часто встречаются в аллювии горных рек Средней Азии.

Индустрия Улалинки, насколько можно судить по описаниям, к которым мы обращались выше, получается архаичнее всего, что известно о древнейших индустриях каменного века вообще. И здесь вряд ли помогает ссылка на крайнюю грубость первичного материала (Окладников, 1972, с. 16). Известны артефакты, выполненные из не менее непластичного материала, того же крупнозернистого кварцита, но обладающие всеми признаками преднамеренного скалывания.

Возьмем древнейшие из известных на сегодняшний день индустрии. Например, даже в находках из Када-Гона, Гамборе I, Кооби-Фора, Олдувая, т.е. в памятниках, располагающихся между 2,6—1,5 млн л.н., можно видеть достаточно четкие признаки преднамеренного скалывания. Это говорит о том, что первые орудия сразу же несли на себе определенные, достаточно ясные, хорошо фиксируемые признаки обработки камня. Очень может быть, что "праорудий" или "первоорудий" просто не существовало. Коль скоро австралопитеки начали сознательно раскалывать камень, т.е. создавать артефакты, последние сразу же несли на себе достаточно хорошо прослеживаемые следы преднамеренного скалывания. Другое дело, что ранние гоминиды могли пользоваться естественными обломками камня и осколками в "доорудийный период". Но можем ли мы говорить тогда о человеке, памятуя, что человек есть животное, делающее орудия? Ведь грань, отделяющая собственно человека от животного, и определяется появлением орудий труда. Как бы ни были примитивны орудия, они должны нести на себе следы преднамеренной обработки, отражать действие человека по производству специально им подготовленного предмета, помогающего человеку произвести те или иные трудовые действия. Следуя этой логике, можно сказать, что те предметы в коллекции Улалинки, которые не несут, как говорит А.П. Окладников, следов преднамеренного скалывания, не являются изделиями рук человека. Это заключение должно относиться не только к кварцитовым лепешкам, хотя к ним в первую очередь, но и к галькам и обломкам кварцита с отдельными сколами. Последние могут появляться в тех случаях, когда галька вовлекается в быстрый поток, несущийся в узком ложе, что очень характерно для горных стран. Встречаются подобные гальки, напоминающие галечные орудия, и в аллювии больших рек (Ранов, Жуков, 1979). Достаточно вспомнить хотя бы ныне полностью развенчанную и отвергнутую кафуанскую культуру Южной Африки, среди "артефактов" которой нетрудно найти сравнимые с улалинскими псевдоорудия.

Настораживает еще одно обстоятельство. Хорошо известно, что не существует индустрий, состоящих только из галечных орудий и других типов орудий, сделанных из одного обломка (или гальки) камня (core tools английских авторов). Даже в самых древних упоминавшихся выше индустриях существуют орудия на отщепах или осколках, получающихся при обработке галек. Но последней категории, столь обильной на всех стадиях палеолита, почти нет в Улалинке. А как же тогда делались чопперы, чоппинги и рубила-скребла Улалинки? Характер и особенности отщепов, получающихся при обработке core tools, хорошо изучены французскими исследователями и общеизвестны. Выходит, что орудия Улалинки делались где-то вне площади стоянки и приносились туда уже в готовом виде. Но подобное положение нуждается в развернутом объяснении, которого, к сожалению, в рассматриваемых публикациях найти нельзя, наоборот, местонахождение характеризуется как поселение-мастерская (Окладников и др., 1981, с. 59).

Нужно сказать, что В.А. Ранову неоднократно в течение многих лет, благодаря любезности А.П. Окладникова, приходилось знакомиться с коллекциями из Улалинки. Он пришел к выводу, что отнесение кварцитовых улалинских находок к изделиям рук человека не может быть решено однозначно. Здесь все зависит от личного восприятия коллекции. Этим можно объяснить признание улалинского комплекса (или части его) бесспорно нижнепалеолитическим со стороны авторитетной комиссии ленинградских археологов.

"Загадка Улалинки" может быть разрешена лишь при новых исследованиях, в процессе которых будут использованы все необходимые приемы раскопок и фиксация обнаруженных предметов, будут составлены горизонтальные планы по слоям снятий, установлена хотя бы в общих чертах площадь стоянки и определены ее границы, приведена статистика обработанного камня и полное описание всех компонентов индустрии (причем в данном случае необходимо сопровождать публикацию рисунков хорошо сделанными фотографиями). При этом должны быть окончательно решены все вопросы, связанные с генезисом и возрастом галечника, содержащего индустрию Улалинки. Для этого на местонахождении и в его окрестностях квалифицированными специалистами должны быть проведены детальные геологические исследования и выполнены все возможные лабораторные анализы отложений Улалинского разреза. Без осуществления указанных работ Улалинка не может рассматриваться в качестве нижнепалеолитической стоянки глубокой древности.

Какие же выводы в целом можно сделать из всего изложенного?

1. Геологический возраст разреза местонахождения Улалинка, вызывающий столько противоречивых мнений, остается неясным. Несомненно лишь, что там имеются по крайней мере три разновозрастные толщи, нижняя из которых отделена от вышележащих очень большим временны́м перерывом. Верхняя пачка относится к позднему плейстоцену. Вопрос о возрасте и генезисе пачек, залегающих ниже, остается открытым.

2. Принадлежность кварцитовых изделий (если их считать таковыми), составляющих ничтожный процент от общей собранной массы кварцитовых галек и щебня, к нижней пачке пород не может быть принята с достаточной уверенностью. Все факты говорят в пользу того, что они относятся скорее к контакту между нижней и средней толщей. Глубокая древность находок, приводимая в рецензируемых работах, не имеет фактического обоснования.

3. При упоминании о "древнейшей культуре галечных орудий", ее возрасте и распространении в первой из рецензируемых статей, так же как и в ряде других публикаций авторов, допускаются серьезные фактические неточности общего характера, которые могут дезориентировать читателя. Делать какие-либо выводы в этом направлении, тем более базируясь на материалах Улалинки, по меньшей мере преждевременно.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамова З.А.[Рецензия] // Сов. археология. 1986. N 1. С. 271—278. — Рец. на кн.: Палеолит Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. 128 с.

Барышников Г.Я., Малолетко А.М., Чистяков В.К. Условия залегания и физическая характеристика каменных орудий Улалинской стоянки // Проблемы исследования каменного века Евразии. Красноярск, 1984. С. 30—34.

Минина Е.А., Борисов Б.А. Особенности геологии лёссовых отложений Рудного Алтая // Вестн. ЛГУ. 1968. N 18.

Окладников А.П. Сибирь в древнекаменном веке. Эпоха палеолита. История Сибири. Л.: Наука, 1968. Т. 1. С. 41—43.

Окладников А.П. Улалинка — древнепалеолитический памятник Сибири // Палеолит и неолит. Л.: Наука, 1972. Т. 7. С. 7—19 (Материалы и исследования по археологии СССР; N 185).

Окладников А.П., Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н. Палеомагнитное изучение отложений поселения Улалинка // Изв. СО АН СССР. Сер. обществ. наук. 1981. N 11, вып. 3. С. 55—60.

Окладников А.П., Рагозин А.Л. Загадка Улалинки // Сов. этнография. 1982а. N 6. С. 115—125.

Окладников А.П., Рагозин А.Л. Алтай, человек полтора миллиона лет назад // Знание — сила. 1982б. N 9. С. 12—13.

Окладников А.П., Рагозин А.Л., Поспелова Г.А. и др. К вопросу о возрасте Улалинского местонахождения галечной культуры на Алтае // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 7. С. 74—82.

Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н., Окладников А.П. О возрасте поселения Улалинка по палеомагнитным данным // Археологический поиск (Северная Азия). Новосибирск: Наука, 1980. С. 3—10.

Рагозин А.Л. Древнейшему поселению Сибири — 1,5 млн лет // Природа. 1982. N 1. С. 119—121.

Рагозин А.Л., Шлюков А.И. К вопросу о возрасте Улалинской палеолитической стоянки // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1984. N 5. С. 80—85.

Ранов В.А., Жуков В.А. Работы отряда по изучению каменного века в 1974 г. // Археологические работы в Таджикистане. Душанбе: Дониш, 1979. Вып. 14. С. 35.

Флеров К.К. О перестройке териофауны Северного полушария в плейстоцене // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246, N 4. С. 971—973.

Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука, 1979. С. 73—77.

Цейтлин С.М. [Рецензия] // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1986. N 55. С. 123—125. — Рец. на ст.: Рагозин А.Л., Шлюков А.И. К вопросу о возрасте Улалинской палеолитической стоянки // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1984. N 5.

Li Yanxian. Le paléolithique inférieur en Chine du Nord // L'Anthropologie (France). 1983. Vol. 87, N 2. P. 185—199.

И.К. Иванова, В.А. Ранов, С.М. Цейтлин

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
N 56 1987

ХРОНИКА

А.А. ВЕЛИЧКО, Ю.А. ЛАВРУШИН, Г.В. ХОЛМОВОЙ, С.М. ШИК

О VII ВСЕСОЮЗНОМ СОВЕЩАНИИ "КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ МАТЕРИКОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ"

Интерес к краевым зонам древних ледниковых покровов в последнее время значительно возрос в связи с перспективностью их на различные полезные ископаемые, а также в связи с особенностями их строения, определяющими более сложные условия мелиорации, водоснабжения и строительства. Исследования возраста и распространения краевых образований стали привлекать усиленное внимание и ввиду важности реконструкций древних ледниковых покровов для палеоклиматических построений, используемых для прогноза долговременных изменений климата.

Состоявшееся с 8 по 10 июля 1985 г. в г. Воронеже VII Всесоюзное совещание по краевым образованиям материковых оледенений продолжило серию аналогичных совещаний, проходивших до этого в Таллине (1961 г.), Вильнюсе (1964 г.), Смоленске (1968 г.), Риге (1972 г.), Киеве (1976 г.) и Львове (1980 г.). По сложившейся традиции в работе совещания большое внимание было уделено вопросам стратиграфии ледниковых отложений и другим проблемам региона, где оно проводилось, т.е. Донскому ледниковому языку, выделенному ровно 100 лет назад[1]. После совещания во время экскурсии по территории Воронежской и Тамбовской областей (11—14 июля) были продемонстрированы опорные разрезы морены Донского ледникового языка, а также надморенных и подморенных аллювиальных и субаэральных образований, доказывающих раннечетвертичный возраст донской морены и обосновывающих региональную стратиграфическую схему центральных районов Европейской территории СССР.

Организаторами совещания были Комиссия по изучению четвертичного периода АН СССР, Институт географии АН СССР, Воронежский государственный университет и ПГО "Центргеология" (председатель оргкомитета А.А. Величко, заместители председателя Г.В. Холмовой и С.М. Шик). Большую помощь в подготовке и проведении совещания оказали Воронежский и Тамбовский облисполкомы.

За пять лет, прошедших со времени VI Всесоюзного совещания, достигнут значительный прогресс в разработке теории ледникового и перигляциального морфо- и литогенеза, в изучении различных областей материковых оледенений, в выяснении условий образования ряда полезных ископаемых. В бассейне Дона получены новые материалы в обоснование раннеплейстоценового возраста Донского ледникового языка, разработана новая стратиграфическая схема региона, составлена гляциоморфологическая схема территории языка, типизированы водноледниковые отложения. Расположенный на стыке областей материковых оледенений и морских трансгрессий бассейн Дона представляется крайне благоприят-

[1] *Никитин С.Н.* Пределы распространения ледниковых следов в Центральной России и на Урале // Изв. Геол. ком. 1885. N 4. С. 185—222.

ным регионом для решения ключевых вопросов стратиграфии плейстоцена Восточной Европы.

Весь круг вопросов был рассмотрен на двух пленарных заседаниях и заседаниях четырех секций: 1. Ледниковый морфо- и литогенез (кураторы Ю.А. Лаврушин и Э.А. Левков). 2. Стратиграфия плейстоцена ледниковых областей и проблемы оледенения бассейна Дона (кураторы С.М. Шик и Р.В. Красненков). 3. Палеогеография и морфогенез перигляциальных областей (кураторы А.А. Величко и В.П. Ударцев). 4. Полезные ископаемые и прикладные аспекты ледниковой и перигляциальной формаций (кураторы Г.В. Холмовой и С.П. Молотков). Всего было заслушано 120 докладов, на пленарных заседаниях — шесть докладов. В работе совещания участвовал 151 человек из 52 научных и производственных организаций 25 городов страны. Тезисы докладов[1] и путеводитель экскурсий[2] были опубликованы до начала совещания.

И.И. Краснов и Е.П. Заррина в докладе "Стратиграфия ледниковой зоны Восточно-Европейской платформы" дали обзор новой стратиграфической схемы четвертичных отложений, утвержденной МСК СССР в мае 1984 г. В отличие от схемы 1964 г. в пределах Восточно-Европейской платформы выделено 10 регионов; для каждого из них приняты самостоятельные региональные схемы, значительно более детальные, чем схема 1964 г. На стратиграфической схеме нижнего плейстоцена в большинстве регионов выделяются 6 горизонтов (в том числе 3 ледниковых) вместо 2 горизонтов по схеме 1964 г. В центральных районах к нижнему плейстоцену отнесена значительная часть отложений, ранее рассматривавшихся как среднеплейстоценовые, в связи с чем пересмотрена стратиграфическая схема среднего плейстоцена; это очень осложняет ее корреляцию со стратиграфическими схемами других регионов. По мнению докладчиков, новые данные по центру еще нуждаются в дополнительном обосновании и уточнении.

А.А. Величко в докладе "О современном состоянии концепции покровных оледенений" изложил новые теоретические представления о полигляциализме. Для Восточной Европы пришлось переместить из среднего плейстоцена в нижний этап максимального оледенения. Подтверждается идея о резко выраженной широтной асимметрии покровного оледенения в Северном полушарии с наибольшими размерами покровов в сибирском секторе Евразии в первую половину ледниковой эпохи и в европейском — во вторую половину. Подвергаются ревизии представления о моноцентризме и стабильности структуры ледниковых покровов, а также о широком их распространении на шельфе.

Ю.А. Лаврушин в докладе "К единой генетической классификации типов ледникового рельефа" предложил выделять наряду с экзарационным и аккумулятивным также гляциоадвективный (протрузионный) и подледновулканогенный типы ледникового рельефа. Были продемонстрированы примеры гляциопротрузий и образований подледного базальтового вулканизма.

Г.В. Холмовой в докладе "Основные результаты изучения Донского ледникового языка" привел гляциоморфологическую схему с тремя секторами растекания льда и четырьмя сегментовидными полосами последовательного омертвления и таяния покрова. Были типизированы водно-ледниковые отложения и отмечены особенности краевых образований.

Р.В. Красненков и С.М. Шик в докладе "Нижнечетвертичные отложения бассейна Дона и проблемы стратиграфии плейстоцена Восточной Европы" показали, что сложное строение нижнего плейстоцена, выявленное на Дону (не менее 8 климаторитмов, объединенных в 6 горизонтов), находит подтверждение в Подмосковье, Белоруссии и других районах Восточно-Европейской платформы, хотя

---

[1] Краевые образования материковых оледенений: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1985. 262 с.
[2] Краевые образования материковых оледенений: Путеводитель экскурсий VII Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1985. 48 с.

корреляция этих отложений не всегда может быть проведена однозначно. Сходное строение имеет нижний плейстоцен в разрезах Голландии и лёссовых районах Средней Азии.

И.И. Николаев выступил с докладом "Неотектоническая карта мира и ее значение для теории оледенений". Участникам совещания была продемонстрирована только что изданная карта.

Проблемам ледникового морфо- и литогенеза (секция 1) было посвящено более 40 докладов по различным районам страны. В докладах были освещены особенности ледникового морфогенеза в связи с гляциоструктурой ледникового покрова, уточнены границы краевых зон, отмечен ряд закономерностей формирования вещественного состава отложений в краевых зонах.

Совещание констатировало отсутствие единой генетической классификации ледниковых и водно-ледниковых отложений. В связи с этим оно поручило Ю.А. Лаврушину (ГИН АН СССР) и Э.А. Левкову (ИГГ АН БССР) подготовить к следующему совещанию с участием заинтересованных исследователей проект такой классификации.

Совещание обратилось с просьбой к ВСЕГЕИ и МГУ включить в планы работ на предстоящие годы составление сводных карт краевых образований, структуры и динамики ледниковых покровов.

Для более эффективного изучения проблем ледникового морфолитогенеза совещание рекомендовало сосредоточить внимание на следующих вопросах:

— типизация краевых зон плейстоценовых ледниковых покровов на суше и на прилегающем шельфе;

— процессы формирования краевых зон и фациальная дифференциация слагающих их отложений;

— типизация гляциодепрессий и их генезис;

— роль неотектоники в возникновении краевых зон;

— сравнительный анализ современного и древнего ледникового и водно-ледникового седиментогенеза;

— разработка принципов и методов детального геологического картирования ледниковых и водно-ледниковых образований.

Стратиграфия плейстоцена ледниковых областей и проблемы оледенения бассейна Дона (секция 2) было посвящено 46 докладов и сообщений. На основе обширных биостратиграфических материалов обоснован раннеплейстоценовый возраст морены Донского ледникового языка; кроме того, в бассейне Дона обнаружены следы двух еще более древних оледенений: одного в нижнем плейстоцене и одного в эоплейстоцене. Были высказаны мнения о двух разновозрастных моренах, слагающих ледниковый комплекс Донского языка (И.И. Краснов, Ю.Ф. Дурнев), однако у большинства участников, особенно в последующих экскурсиях, эта точка зрения не получила поддержки.

Приведены данные о находках тираспольской фауны мелких млекопитающих в стратотипическом разрезе рославльских межледниковых отложений Подмосковья, о межледниковых отложениях у г. Лукоянова Горьковской области, которые, возможно, относятся к новому среднеплейстоценовому межледниковью (послелихвинскому, но доднепровскому), а также о двух нижнеплейстоценовых межледниковьях Белоруссии и Подмосковья.

Таким образом, представленные на совещании материалы, полученные благодаря широкому применению при изучении четвертичных отложений современных биостратиграфических, литологических и физических методов, свидетельствуют о значительно более сложном, чем представлялось ранее, строении нижнего и среднего плейстоцена Восточно-Европейской платформы; однако многие принципиальные вопросы стратиграфии четвертичных отложений все еще остаются дискуссионными.

Для их решения совещание рекомендовало усилить работы по детальному

изучению стратотипических районов и важнейших опорных разрезов с использованием широкого комплекса современных методов. Признано необходимым улучшить координацию исследований, проводимых различными организациями, путем создания региональных рабочих групп под общим руководством комиссии МСК по четвертичной системе.

Проблемы палеогеографии и морфогенеза перигляциальных областей (секция 3) были представлены на совещании широким диапазоном докладов (около 25) с результатами палеопедологических, литологических, палеонтологических и других исследований. Особенно эффективными оказались комплексные исследования перигляциальных образований, проводимые некоторыми коллективами, в том числе по определению стратиграфических позиций лёссов и связанных с ними ледниковых горизонтов. Приведены новые данные о распространении палеокриогенных образований и по криогенному морфогенезу, структуре древних почвенных покровов, строению перигляциального аллювия и т.д.

При дальнейшем изучении перигляциальных образований было рекомендовано:

— обосновывать возраст лёссовых и почвенных горизонтов фаунистическими методами и данными абсолютной хронологии;

— обратить внимание на еще недостаточную изученность возраста некоторых горизонтов лёссов и почв среднего и нижнего плейстоцена;

— более строго обосновывать диагностику палеокриогенных феноменов и их корреляцию с этапами развития оледенений;

— усилить количественный подход при диагностике генетических типов отложений и криогенных образований, процессов выветривания и почвообразования, при изучении динамики преобразования рельефа;

— усилить внимание к геоморфологическим особенностям изучения разрезов и объектов в перигляциальных районах.

Полезные ископаемые и прикладные аспекты ледниковой и перигляциальной формаций (секция 4) впервые на совещании по краевым ледниковым образованиям были представлены самостоятельной секцией. Были рассмотрены вопросы локализации полезных ископаемых и влияния ледниковых процессов на преобразование залежей. В частности, были рассмотрены перспективы поисков песчано-гравийных материалов, кирпичных суглинков, россыпей янтаря и подземных вод. Предложены новые легенды для крупномасштабного картирования субаэральных отложений. Совещание обратило внимание всех научных организаций на необходимость усиления работ по локальному прогнозу полезных ископаемых, а также на необходимость разработки легенд, макетов карт и методических руководств для обеспечения крупномасштабного геологического картирования в каждом регионе.

Было рекомендовано шире применять системный анализ факторов локализации полезных ископаемых, использовать полученный на Украине и в Белоруссии опыт составления литолого-палеогеографических карт для целей прогноза, а также подготовить обобщающую работу по полезным ископаемым ледниковой и периогляциальной формаций.

Совещание призвало все организации и работающих в них специалистов в свете последних решений ЦК КПСС об ускорении научно-технического прогресса умножить усилия в разработке фундаментальных направлений в целях их использования в народном хозяйстве, совершенствовать методику и повышать эффективность проводимых исследований.

Следующее, VIII Всесоюзное совещание по краевым образованиям материковых оледенений признано целесообразным провести в 1988 или 1989 г. на территории Белоруссии или Эстонии; при этом высказано пожелание более четко определить тематику совещания, ограничить количество заслушиваемых докладов и по возможности обойтись без разделения на секции.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 56 1987

ПРИЛОЖЕНИЕ I

Л.Д. СУЛЕРЖИЦКИЙ, С.Н. ВИНОГРАДОВА, А.Л. РЯБИНИН, Р.В. МАНЬКО

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА АН СССР

Сообщение XIV

ГИН-3890 **8480±50**

Торф. Юго-западная часть о. Соловецкого. Шурф в основании карьера на высоте 22 м. Прослой торфа с обломками древесины в верхней части серых песков, располагающийся на глубине 1—2 м. Предполагаемый возраст — послеледниковый. Образец предоставлен Ю.А. Лаврушиным.

ЕНИСЕЙ, СРЕДНЕЕ ТЕЧЕНИЕ

ГИН-3334 **10 500±100**

Торф. Левый берег р. Большая Сиговая в 0,6 км к западу от устья р. Кедровой. Цокольная озерная терраса высотой около 8 м. Цоколь сложен валунными суглинками с прослоями торфа в верхней части. Высота отбора 1,75—2,25 м. Образцы 3334—3357 отобраны А.И. Спиркиным в 1982 г., образцы 2865—2867 — в 1981 г.

ГИН-3335 **10 140±240**

Торф. Там же. Высота отбора 2,50—2,75 м.

ГИН-3336 **29 300±400**

Древесина. Правый берег р. Большая Сиговая в 1 км к северо-востоку от устья р. Кедровой. Аллювиально-озерная терраса высотой 11—15 м. Образец отобран из гравийных отложений в 0—0,7 м от уреза реки .

ГИН-3337д **41 200±800**

Древесина. Там же. Высота отбора 1,0—1,5 м над урезом реки.

ГИН-3337 гII[1] **35 700±1000**

Торф. Из того же прослоя, что 3337д.

ГИН-3338 **9820±100**

Древесина. Левый берег р. Тына (правый приток р. Елогуй) в 4,2 км восточнее устья. Первая надпойменная терраса высотой около 7 м. Образец взят из грубозернистых песков русловой фации с высоты 1,0—1,5 м.

ГИН-3339 гII **Свыше 42 900**

Торф. Правый берег р. Елогуй, в 6,3 км к северо-северо-востоку от устья р. Тына. Озерная терасированная поверхность с абсолютными отметками 70—80 м. Образец отобран из погребенного торфяника мощностью 1,2 м, лежащего на переслаивающихся песках и сизых суглинках и перекрытого слоистыми песками. Высота отбора 5,8—7,0 м.

ГИН-2870а **49 500±1200**

Торф. Там же. Отобран в 1981 г.

ГИН-2870б **Свыше 52 000**

Древесина. Там же. Отобрана в 1981 г.

ГИН-3341 гI **9850±100**

Почва. Правый берег р. Енисея, урочище Белый Яр. Почвенный прослой мощностью 0,6 м в покровных супесях (2,0—3,0 м), подстилаемых валунными суглинками. Глубина отбора 2,0 м.

ГИН-3341д **10 000±100**

Обугленная древесина. Там же.

---

[1] Индекс "гI" или "гII", стоящий после номера образца, показывает, что датирование проводилось по I или II щелочной вытяжке.

ГИН-3342 гII **Свыше 49 700**

Торф. Правый берег р. Енисея, урочище Оплывной Яр. Конечноморенная гряда среднеплейстоценового оледенения (?) с абсолютными высотами 180—200 м. Образец взят с глубины 4,6 м из торфяного прослоя мощностью 0,2 м в сизых озерно-болотных суглинках, вложенных в моренные отложения.

ГИН-3343 **Свыше 52 400**

Древесина. Левый берег р. Кольчум (правый приток р. Сыма) в 50,5 км юго-западнее устья. Цокольная террасированная поверхность высотой 20—25 м. Обнажение сложено разнозернистыми песками с криогенными нарушениями мощностью 19,6 м, подстилаемыми сизыми суглинками с многочисленными древесными остатками. Высота отбора образца 1,0 м.

ГИН-3344 гI **27300±250**

Торф. Правый берег р. Кольчум (правый приток р. Сыма) в 47,5 км к юго-западу от устья. Озерная терраса высотой 10—15 м. Образец взят из погребенного торфяника мощностью 0,25—0,50 м, расположенного на высоте 2,95—3,20 м над урезом реки.

ГИН-3346 **51 300±1600**

Торф. Правый борт долины р. Нижняя Сарчиха в 7,7 км от устья. Террасовидная поверхность высотой 15—25 м, сложенная в верхней части валунными суглинками мощностью 5—6 м, которые подстилаются горизонтальнослоистыми тонкомелкозернистыми песками с прослоем торфа, насыщенного в средней части древесиной. Ниже валунные суглинки.

ГИН-3347 **51 500±1500**

Древесина. Там же.

ГИН-3348 **42 200±800**

Древесина. Правый борт р. Нижняя Сарчиха в 4 км ниже устья р. Каменки. Выровненная террасовидная поверхность, сложенная сверху гравийно-галечными и песчаными осадками, подстилаемыми алевритами и тонкими песками с растительными остатками. Глубина отбора 6,3 м.

ГИН-3349 гII **37 800±2200**

Торф. Правый борт долины р. Кас в 1,7 км от устья р. Кандильной. Холмисто-западинная поверхность высотой около 25 м, сложенная песчаными осадками с горизонтом погребенной почвы на глубине 10,0—10,4 м. Образец взят с высоты 10,2 м.

ГИН-3350 гI+гII **11 720±80**

Торф. Левый берег р. Кас в 5,3 км выше устья р. Кандильной. Терраса высотой около 7 м. На высоте 1,5—1,7 м над урезом реки прослой торфа, из которого отобран образец.

ГИН-3351 **12 300±100**

Древесина. Там же. Уступ узкой песчаной гряды высотой 6—7 м, переходящий в террасовидную поверхность. В основании уступа пески подстилаются горизонтальнослоистыми алевритами с древесиной и торфом. Высота отбора 0,2 м.

ГИН-3352 **16 350±250**

Торф. Там же.

ГИН-3353 **38 300±1200**

Погребенная почва. Правый берег р. Кас в 2 км от устья р. Кандильной. Пологохолмистая поверхность высотой около 25 м. Высота отбора образца 21 м.

ГИН-3355 **43 400±1000**

Древесина. Левый борт р. Большая Комса в 11 км к западу от устья. Пологохолмистая моренная равнина. Образец взят из подморенных песков с глубины 15 м.

ГИН-3356 **3690±60**

Древесина. Левый берег р. Хайчес (левый приток р. Келлога) у уреза с отметкой 93 м. Низкая пойма высотой около 3 м. Образец взят из песков с глубины 2,2 м.

ГИН-2865 **8160±70**

Торф. Правый берег р. Елогуй в 4,5 км ниже устья р. Кольткок. Торфяник мощностью 2,75 м, перекрывающий озерную террасовидную поверхность высотой около 13 м. Глубина отбора 2,5 м.

ГИН-2866 **5700±60**

Торф. Там же. Глубина отбора 1,0 м.

ГИН-2867а **9580±100**

Торф. Левый берег р. Елогуй в 4,2 км выше устья р. Тына. Терраса высотой около 8 м, сложенная песками, в низах которых линзы торфа с древесными остатками. Образец взят с глубины 6 м.

ГИН-2867б **10 400±100**

Древесина. Там же.

ГИН-3357гII **32 200±800**

Торф. Центральная часть п-ва Ямал. Южная оконечность безымянного озера в 27 км к юго-западу от оз. Пенадото. Эрозионный останец террасовидной поверхности с абсолютными высотами 30—40 м. Обнажение высотой 11,5 м сложено озерно-аллювиальными песками с линзами намывного торфа, которые подстилаются торфяником. Образец взят из торфяника с высоты 1,8 м.

ГИН-3921 гI **37 900±800**

Торф намывной. Левый берег р. Кубалах в 20,5 км от устья. Песчаная терраса высотой 50 м. Глубина отбора 2 м. Образцы 3921—3970 отобраны Э.Л. Фишером в 1984 г.

ГИН-3928 гII **32 900±300**

Торф. Левый берег р. Кубалах в 21,5 км от устья. Песчаная терраса высотой около 50 м. Глубина отбора 3,8 м.

ГИН-3929 **27 500±300**

Бивень мамонта. Там же. Паберег.

ГИН-3931 **13 660±180**

Торф. Левый берег р. Кубалах в 20 км от устья. Песчаная терраса высотой 50 м с прослоями торфа. Глубина отбора 3,0 м.

ГИН-3933 **10 460±100**

Торф намывной. Правый берег р. Кубалах в 24,4 км от устья. Песчаная терраса высотой 45 м. Глубина отбора 1,5 м.

ГИН-3934 гII **9590±160**

Торф намывной. Правый берег р. Кубалах в 24,8 км от устья. 50-метровая песчано-алевритовая терраса. Глубина отбора 1,5 м.

ГИН-3938 гI **25 700±400**

Торф. Группа озер Шайтан. Озеро с отметкой 69, 2 м. 80-метровая поверхность, сложенная в верхней части песками. Глубина отбора 2,2 м.

ГИН-3940 **32 700±400**

Торф. Там же. Глубина отбора 3,2 м.

ГИН-3941 **41 400±2000**

Бивень. Там же. Паберег.

ГИН-3943 **30 200±1000**

Торф. Верховья р. Контуда-Тари. Берег озера. Поверхность высотой около 100 м, сложенная песками с прослоями растительного детрита и торфа. Глубина отбора 1,5 м.

ГИН-3944д **40 100±1000**

Обломки древесины. Там же. Глубина отбора 5,0 м.

ГИН-3944 гII **Свыше 50 000**

Растительный детрит. Там же.

ГИН-3945 гII **26 700±200**

Торф. Река Массонов в 2 км ниже отметки уреза 42,0 м. 50-метровая поверхность. Прослой торфа в алевритах на глубине 2,5 м.

ГИН-3946 **42 800±800**

Бивень мамонта. Там же. Паберег.

ГИН-3948 **8640±30**

Торф, растительный детрит. Река Массонов в 1,7 км ниже отметки уреза.

ГИН-3950 **Свыше 52 300**

Растительный детрит. Река Рассоха-Андана в 1,5 км ниже отметки уреза 38,4 м. Терраса высотой 40 м. Глубина отбора 5,0 м.

ГИН-3951 гII **19 650±180**

Торф намывной. Правый берег р. Дудыпта в 2,0 км от истока. 50-метровая поверхность, сложенная в верхней части песками. Глубина отбора 1,0 м.

ГИН-3952 **20 400±100**

Бивень. Там же. Глубина отбора 2,5 м.

ГИН-3955 **9300±50**

Торф намывной. Правый берег р. Дудыпта в 6,4 км от истока. I надпойменная терраса, сложенная песками. Глубина отбора 4,0 м.

ГИН-3956 **36 100±900**

Растительный детрит. Левый берег р. Дудыпта в 14 км от истока. Поверхность высотой 60—70 м, сложенная песками с прослоями растительного детрита. Глубина отбора 10,0 м.

ГИН-3957 гII **5650±50**

Торф. Левый берег р. Дудыпта в 18,2 км от истока. Высокая пойма, сложенная песками. Глубина отбора 1,0 м.

ГИН-3958 гII **20 800±100**

Торф. Река Новая в 5,0 км ниже отметки уреза 38,5. 50-метровая поверхность, сложенная песками. Глубина отбора 2,0 м.

ГИН-3959 **3790±80**

Торф. Река Новая в 5 км выше ручья Дюринг-Юрях. I надпойменная песчаная терраса высотой 6,0 м. Глубина отбора 1,5 м.

ГИН-3960 **29 000±600**

Растительный детрит. Река Новая в 2,0 км выше ручья Дюринг-Юрях. 44-метровая террасовидная поверхность. Образец взят с глубины 1,5 м из алевритов.

ГИН-3963 **Свыше 52 300**
Дерево. Река Новая в 7 км ниже отметки уреза 16,4. 35-метровая песчаная терраса. Глубина отбора 15,0 м.

ГИН-3964 **35 800±400**
Торф. Там же. Глубина отбора 13,0 м.

ГИН-3965 **34 300±500**
Торф. Там же. Глубина отбора 8,0 м.

ГИН-3966 **39 800±600**
Торф. Там же. Глубина отбора 9,0 м.

ГИН-3967 **Свыше 52 300**
Древесина. Там же. Глубина отбора 5,0 м.

ЯКУТИЯ

ГИН-3386 гII **1530±60**
Погребенная почва. Среднее течение р. Колымы, низовья р. Балыгычан, у руч. Громада. Конус выноса древнего селевого потока. Глыбово-щебнистые отложения с почвенно-суглинистым заполнителем и 4 горизонтами погребенных почв. Глубина отбора 1,47—1,67 м. Образцы 3386—3389 предоставлены Т.В. Ващаловой.

ГИН-3387 гII **1080±60**
Погребенная почва. Там же. Глубина отбора 1,06—1,09 м.

ГИН-3388 гI **2330±50**
Погребенная почва. Там же. Глубина отбора 2,95—3,03 м.

ГИН-3388 гII **2700±50**
Погребенная почва. То же.

ГИН-3388д **2310±70**
Древесина. Там же.

ГИН-3389а **2680±60**
Мох. Там же. Глубина отбора 3,93—3,99 м.

ГИН-3389 гII **3120±60**
Погребенная почва. Там же. Глубина отбора 4,0 м.

ПАМИР

ГИН-3710 гII **9400±60**
Угли. Левый берег р. Дузах-Даря. Терраса высотой 7,5 м, сложенная песчано-гравийными аллювиальными отложениями с прослоями углистых горизонтов. Глубина отбора образца 4,2 м. Образцы 3710—3715 предоставлены В.Н. Сусликовым в 1983 г.

ГИН-3711 гII **9660±250**
Угли. Там же. Высота отбора 3,7 м над урезом реки.

ГИН-3712 **1400±40**
Торф. Там же. Высота отбора 7,5 м.

ГИН-3713 гI+гII **11 350±600**
Погребенная почва. Левый берег р. Джаушангоз. Терраса высотой 2,2 м, сложенная суглинками с прослоями гальки и погребенных почв. Глубина отбора 0,3 м.

ГИН-3714 гI **43 900±1000**
Торф. Правый берег р. Карасу. Терраса высотой 75 м, сложенная песчано-галечными отложениями с прослоями торфа в нижней части. Высота отбора 4 м.

ГИН-3715 **7980±100**
Угли. Правый берег р. Айран-Су. Терраса высотой около 8 м, сложенная переслаиванием галечников, песков и суглинков с углистыми прослоями. Высота отбора 4,5 м.

АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗЦЫ

ГИН-3908 **1830±70**
Уголь. Москва, Коломенское, Дьяково городище. Квадраты 139 и 147, глубина 270 см (от условного репера)[1]. Образцы 3904—3915 предоставлены Н.А. Кренке.

ГИН-3911 **1870±40**
Уголь. Квадрат 115, глубина 246—255 см.

ГИН-3915 **1970±40**
Уголь. Квадраты 156 и 157, глубина 280—288 см.

---

[1] Датировки Дьякова городища см. также: Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1984. N 54; 1986. N 55.

ГИН-4178 **1690±40**
Уголь. Квадрат 122, глубина 215 см.
ГИН-4179 **2170±100**
Уголь. Квадрат 137, глубина 195—200 см.
ГИН-3904 **2160±50**
Уголь. Квадрат, 117, глубина 400 см.
ГИН-4020 **2090±30**
Уголь. Квадрат 125, глубина 390 см.
ГИН-3913 **2510±60**
Уголь. Квадрат 149, глубина 360 см.
ГИН-3912 **2630±110**
Уголь. Квадрат 133, глубина 390 см.
ГИН-4021 **2240±40**
Уголь. Квадрат 146, глубина 395 см.
ГИН-3910 **2390±70**
Уголь. Квадраты 102 и 110, глубина 375 см.
ГИН-3907 **2130±50**
Уголь. Квадраты 131 и 139, глубина 305—310 см.
ГИН-3906 **2140±110**
Уголь. Квадрат 123, глубина 305—310 см.
ГИН-3917 **2310±60**
Уголь. "Чертов городок" — поселение дьяковской культуры в 400 м к востоку от Дьякова городища на оползневой ступени на правом берегу р. Москвы. Квадрат Ю-1, глубина 280—290 см.
ГИН-4146 **17 200±300**
Уголь. Молдавская ССР, р. Днестр, стоянка Косауцы. Слой 1, глубина отбора 5,9—6,0 м. Образцы 4146—4152 предоставлены И.А. Борзиаком.
ГИН-4148 **18 200±500**
Уголь. Слой 2б. Глубина отбора 8,05 м.
ГИН-4149 **16 160±250**
Уголь. Слой 3. Глубина отбора 9,24 м. Очаг.
ГИН-4150 **17 100±250**
Уголь. Слой 3. Глубина отбора 9,5 м.
ГИН-4152 **17 030±180**
Уголь. Слой 5а. Глубина отбора 9,84 см.
ГИН-4233 **14 750±250**
Уголь. Палеолитическая стоянка Дмитриева, правобережье р. Бии в 1,5 км от с. Дмитриевки Турочакского района Горно-Алтайской АО. Расположена на "Сухаревской гриве" на высоте 49,5 м над урезом реки. Культурный слой залегает на глубине 0,5—0,6 м в супесчано-суглинистых отложениях. Образец предоставлен М.В. Шуньковым.

ИССЛЕДОВАНИЯ МУМИЁ

Образцы мумиё были отобраны на Памире, Тянь-Шане, в горах Центрального и Восточного Казахстана и Западного Алтая ЦГРЭ "Центркварцсамоцветы" в 1982—1983 гг. Мумиё — новый вид полезного ископаемого, которое с древних времен применялось в народной медицине в качестве лекарственного средства и представляет интерес для фармацевтической промышленности. Оно представляет собой продукт жизнедеятельности грызунов. Как правило, мумиё накапливалось в скальных нишах, полостях, пещерах, расположенных в сухих горных районах. Для исследования образцы мумиё предварительно делились на три части: водный экстракт (В), нерастворимые остатки растений и помет млекопитающих (С) и минеральную часть. По двум первым фракциям приготовлялись образцы счетного вещества и анализировались. Образцы мумиё были предоставлены В.Д. Осадчим.

ГИН-4154 В **3130±80**
Восточный Казахстан, хр. Кетмень, правый борт сая Тузусай.
ГИН-4155 В **7250±300**
Восточный Памир, долина р. Карабелес.
ГИН-4155 С **7250±150**
То же.
ГИН-4156 С **6900±150**
Восточный Памир, долина р. Карабелес, нижняя часть склона.
ГИН-4157 С **4400±100**
Восточный Памир, участок Кукурт. Нижняя часть склона. Образец из верхней части линзы мумиё.

ГИН-4158 С **5510±100**

Там же. Средняя часть линзы.

ГИН-4159 В **Современный**

Там же. Нижняя часть линзы.

ГИН-4159 С **6350±100**

То же.

ГИН-4160 В **3190±220**

Восточный Казахстан, Джунгарский Алатау, участок Коксу. Правый борт долины р. Назан, центральная часть склона.

ГИН-4160 С **1020±70**

То же.

ГИН-4161 В **2050±50**

Восточный Казахстан, центральная часть южного склона массива Жельдыкара. Образец из верхней части линзы мумиё.

ГИН-4161 С **2170±60**

То же.

ГИН-4162 В **1430±70**

Там же. Нижняя часть линзы мумиё.

ГИН-4162 В **1490±100**

То же.

ГИН-4163 В **5450±80**

Тянь-Шань, Таласский хребет, левый борт долины р. Кара-Бура, нижняя часть.

ГИН-4163 С **5300±120**

То же.

ГИН-4164 В **580±60**

Западный Алтай, правый борт долины р. Бухтарма, центральная часть склона.

ГИН-4164 С **240±70**

То же.

ГИН-4165 В **390±100**

Центральный Казахстан, горы Улькен-Каракус, центральная часть южного склона.

ГИН-4165 С **Современный**

То же.

ГИН-4166 С **Современный**

Центральный Казахстан, горы Кызыл-Тау, нижняя часть южного склона.

Все даты в настоящем сообщении даны по константе 5568 лет и без поправок.

А.М. КОРОТКИЙ, Л.А. ЛОБАНОВА, В.И. РАЗОВ, Г.Г. РАЗОВА

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ЛАБОРАТОРИИ ДВГУ-ТИГ ДВО АН СССР

Сообщение II

ДВГУ-ТИГ-34 **6307±67**

Древесина. Юго-Западное Приморье. I надпойменная терраса р. Раздольной в 3 км к востоку от с. Покровки. Глубина залегания 1,8 м. Предполагаемый возраст — голоцен. Образцы 34—42 предоставлены Б.И. Павлюткиным.

ДВГУ-ТИГ-35 **1678±43**

Древесина. Юго-Западное Приморье. Терраса р. Казачка между с. Пуциловка и с. Алексее-Никольским. Глубина залегания 3,2 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-36 **4472±75**

Древесина. Там же. Глубина залегания 3,8 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-37 **6035±94**

Древесина. Там же. Глубина залегания 4,2 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-38 **2045±53**

Древесина. Юго-Западное Приморье. Бассейн р. Раздольной. Терраса р. Крестьянки в 2 км ниже с. Поречье. Глубина залегания 2,5 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-39 **7277±102**

Древесина. Юго-Западное Приморье. Бассейн р. Раздольной. Высокая пойма р. Перевозной у северной окраины с. Алексеевка. Глубина залегания 1,2 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-40 **2271±84**

Торф. Юго-Западное Приморье. I надпойменная терраса на правобережье р. Раздольной, западнее с. Раздольного. Глубина залегания 1,6 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-41 **2374±97**

Торф. Юго-Западное Приморье. Терраса р. Раздольной в 3 км от с. Раздольного. Глубина залегания 0,7 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-42 **962±81**

Торф. Западное Приморье. Озерная терраса высотой 1 м в 6,5 км северо-западнее р. Александровка. Глубина залегания 0,5—0,6 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-43 **3491±94**

Древесина. Юго-Восточное Приморье. Бухта Неприметная. 5-метровая терраса руч. Овражного. Глубина залегания 2,2 м. Предполагаемый возраст — голоцен. Образцы 43—68 предоставлены А.М. Коротким.

ДВГУ-ТИГ-44 **32 874±154**

Древесина. Там же. Глубина залегания 3,1 м. Предполагаемый возраст — средний вюрм.

ДВГУ-ТИГ-45 **1877±57**

Торф. Юго-Восточное Приморье. 3-метровая терраса р. Черный Яр, бассейн р. Черной. Глубина залегания 0,55 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-46 **Современный**

Торф. Там же. Глубина залегания 0,80 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-47 **2093±84**

Торф. Там же. Глубина залегания 1,1 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-48 **3245±102**

Торф. Там же. Глубина залегания 1,4 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-49 **1976±78**

Древесина. Юго-Восточное Приморье. 3—5-метровая терраса в верхнем течении р. Киевка. Глубина залегания 2,2 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-50 **2573±78**

Древесина. Там же. Глубина залегания 2,3 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-51 **9360±720**

Древесина. Юго-Восточное Приморье. 3—5-метровая терраса, начало среднего течения р. Киевка (урочище Батюкова). Глубина залегания 4,6 м. Предполагаемый возраст — поздний вюрм.

ДВГУ-ТИГ-52 **1975±240**

Торф. Юго-Восточное Приморье. II аллювиально-лагунная терраса в устье р. Соколовка. Глубина залегания 1,1 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-53 **2947±170**

Древесина. Там же. Глубина залегания 1,6 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-54 **1930±53**

Торф. Южное Приморье. П-ов Трудный, карьер в устье р. Козина. Глубина залегания 1,2 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-55 **5219±140**

Древесина. Южное Приморье. П-ов Трудный, устье руч. Болотного. 3-метровая терраса. Глубина залегания 2,8 м. Предполагаемый возраст — поздний вюрм.

ДВГУ-ТИГ-56 **21 277±80**

Торф. Южное Приморье. П-ов Трудный, 8-метровая терраса руч. Болотного. Глубина залегания 2,1 м. Предполагаемый возраст — средний вюрм.

ДВГУ-ТИГ-57 **374±54**

Почва. Западное Приморье. I надпойменная терраса р. Черниговка. Глубина залегания 1,3—1,4 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-58 **1074±84**

Торф. Юго-Восточное Приморье. 2-метровая терраса р. Черной в устье руч. Валентиновского. Глубина залегания 1,0 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-59 **2860±104**

Древесина. Северное Приморье. Левый берег среднего течения р. Самарги. Высокая пойма в 1,5 км выше устья р. Сабу. Глубина залегания 1,6—2,0 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-60 **11 040±190**

Древесина. Северное Приморье. Среднее течение р. Оуми (бассейн р. Самарги). II надпойменная терраса на правом берегу выше устья руч. Седого. Глубина залегания 2,35 м. Предполагаемый возраст — поздний вюрм.

ДВГУ-ТИГ-61 **4167±130**

Древесина. Северное Приморье. Среднее течение р. Оуми (бассейн р. Дагды). I надпойменная терраса на правом берегу в 2,5 км ниже устья руч. Открытого. Глубина залегания 2,3 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-62 **14980±50**

Древесина. Среднее Приморье. Река Моховая Падь (бассейн р. Анюй). I надпойменная терраса на правом берегу в 0,3 км выше устья. Глубина залегания 2,2 м. Предполагаемый возраст — поздний вюрм.

ДВГУ-ТИГ-63 **913±120**

Древесина. Северное Приморье. Высокая пойма на правом берегу р. Дагды у устья р. Оуми. Глубина залегания 1,7 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-64 **5665±172**

Горелая древесина. Северное Приморье. Верхнее течение р. Оуми. Погребенная почва с горизонтами древесины в кровле 30-метровой террасы. Глубина залегания 0,35 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-65 **240±52**

Древесина. Северное Приморье. Река Дагды в устье р. Оуми. Высокая пойма. Глубина залегания 0,6 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-66 **1199±115**

Древесина. Северный Сихотэ-Алинь. Бассейн р. Коппи. Низинное болото на I надпойменной террасе в верхнем течении р. Правой Коппи. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-67 **5044±240**

Торф. Северный Сихотэ-Алинь. Истоки р. Опасной. Торфяной бугор на поверхности болота. Глубина залегания 0,6 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-68 **7812±320**

Торф. Там же. Глубина залегания 0,85 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-69 **445±84**

Торф. Северное Приморье. Бассейн р. Желтой, руч. Темный, высокая пойма. Глубина залегания 1,6 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-70 **948±74**

Древесина. Хабаровский край. Карстовая пещера Стерегущее Копье на левом борту долины р. Улсы, правого притока р. Кур. В толще наледи мощностью 5,5 м. Глубина от поверхности 19 м. Предполагаемый возраст — голоцен. Образцы 70—71 предоставлены Ю.И. Берсеневым.

ДВГУ-ТИГ-71 **6793±14**

Древесина. Там же. Под наледью мощностью 5,8 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-72 **1647±240**

Раковины моллюсков. Берег Японского моря. Уссурийский залив. Мыс. Виноградный. Глубина залегания 0,5 м. Предполагаемый возраст — голоцен. Образцы 72—75 предоставлены В.С. Петренко.

ДВГУ-ТИГ-73 **2442±320**

Раковины моллюсков. Там же. Глубина залегания 0,7 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-74 **3720±104**

Раковины моллюсков. Берег Японского моря, зал. Петра Великого, бухта Троица, 2-метровая терраса. Глубина залегания 0,5 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-75 **840±92**

Раковины моллюсков. Берег Японского моря, зал. Китовый, морская терраса (1 м). Глубина залегания 0,5 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-76 **1491±120**

Раковины моллюсков (кальцит 100%). Берег Японского моря, бухта Сидими, район пос. Безверхово. Глубина залегания 0,25 м от гумусного слоя. Предполагаемый возраст — голоцен. Образцы 76—78 отобраны В.И. Разовым.

ДВГУ-ТИГ-77 **1887±160**

Раковины моллюсков (кальцит 100%). Там же. Глубина залегания 0,4 м от гумусного слоя. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-78 **2191±180**

Раковины моллюсков (кальцит 100%). Там же. Глубина залегания 0,7 м от гумусного слоя. Предполагаемый возраст — голоцен.

ДВГУ-ТИГ-79 **3200±140**

Раковины моллюсков. Сахалин, северо-восточный берег Охотского моря, из береговых валов пересыпи Чайво, район маяка Чайво. Предполагаемый возраст — голоцен. Образцы 79—80 предоставлены Ю.А. Микишиным.

ДВГУ-ТИГ-80 **2600±120**

Торф. Обнажение лагунной террасы 1 м, кровля глин, интервал 0,97—1 м, в 3 км от устья р. Большой Поронай. Предполагаемый возраст — голоцен.

АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗЦЫ

ДВГУ-ТИГ-81 **1799±116**

Древесный уголь из очага. Приморский край, г. Артем, поселение Олений—А, слой 7, жилище N 4. Образцы 81—84 предоставлены Д.Л. Бродянским.

ДВГУ-ТИГ-82 **2178±262**

Древесный уголь из очага. Там же. Слой 7, жилище N 6.

ДВГУ-ТИГ-83 **3500±103**

Древесный уголь из очага. Там же. Слой 3, жилище N 3-б.

ДВГУ-ТИГ-84 **2048±278**

Древесный уголь из очага. Там же. Слой 3, жилище N 19.

ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

ДВГУ-ТИГ-85 **10912±198**

Уголь из кострища. Бутиха, слой 3, Шилкинский район, водораздел между ключами Попова и Оля. Жертвенник у писаницы. Глубина залегания 1,0 м. Предполагаемый возраст — 8—9 тыс. лет до н.э. Образцы 85—87 предоставил А.И. Мазин.

ДВГУ-ТИГ-86 **6734±97**

Уголь из кострища. Нортуй I, Приаргунский район. Вершина устья распадков между водоразделами ключей Нортуй и Казачий. Жертвенник у писаницы. Кострище сверху заложено плитами, нанос грунта на плиты 5—7 м. Предполагаемый возраст — 4—5 тыс. лет до н.э.

ДВГУ-ТИГ-87 **977±62**

Уголь из кострища. Малый Улистай, Борзинский район. I надпойменная терраса р. Малый Улистай. Жертвенник у писаницы. Глубина залегания 0,55 м. Предполагаемый возраст — 1 тыс. лет н.э.

Л.В. БАЛАЛАЕВА, Ю.В. ПЕТРЕНКО, А.В. ОРИЩЕНКО,
Б.П. ШАХОВ, Ю.А. ШАХОВА, Л.Е. ШИБАЕВА

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТЫ ЛАБОРАТОРИИ УРАЛЬСКОГО ПЕДАГОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА им. А.С. ПУШКИНА

В сообщение вошли датировки, выполненные в течение 1970—1983 гг. Измерения проводились на двухканальной сцинтиляционной установке. Синтез бензола проводился по стандартной методике.

СИБИРЬ

УПИ-340 **6060±40**

Торф. Правый берег р. Иртыша. Жас-Кайратский торфяник мощностью 1 м. Образцы 340—344, 238, 239 предоставлены Е.И. Карнутовой, Е.Б. Хотиной, В.К. Шкатовой.

УПИ-341 **1925±170**

Древесная труха. Там же. Залегает в синих огнеупорных глинах на 2 м выше линзы торфа.

УПИ-342 **25900±300**

Древесина, погребенная в тяжелых суглинках. Левый берег р. Ангары. Глубина залегания 26 м.

УПИ-238 **1810±70**

Обугленная древесина. Северное Забайкалье. Северный склон хр. Удокан. Каньон р. Инаричи.

УПИ-239 **1890±40**

То же.

УПИ-344 **620±70**

Древесина. Правый берег р. Лены против устья р. Пеледуи. Глубина отбора 2,5 м.

УПИ-343 **740±70**

Древесина. Там же. Глубина отбора 3,5 м.

УПИ-295 **370±90**

Торф. Район г. Надым. Образцы 295—304 предоставлены Л.И. Усовой.

УПИ-296 **1230±140**

Торф. Глубина отбора 0,65 м. Там же.

УПИ-297 **8660±100**

Торф. Там же. Бугор. Глубина отбора 1,2 м.

УПИ-298 **5030±200**

Торф. Там же. Топь. Глубина отбора 0,2 м.

УПИ-299 **6640±130**

Торф. Там же. Крупный торфяной бугор. Глубина отбора 0,6 м.

УПИ-300 **7340±110**

Торф. Там же. Топь. Глубина отбора 0,6 м.

УПИ-301 **2060±150**

Торф. Район Новый порт. Голиганальное болото. Глубина отбора 0,35 м.

УПИ-302 **3170±170**

То же. Глубина отбора 0,1 м.

УПИ-303 **6430±190**

Торф. Бугор. Район г. Надым. Глубина отбора 0,55 м.

УПИ-304 **8140±120**

Торф. Там же. Глубина отбора 0,5 м.

УПИ-280 **9910±60**
Торф. Лакский участок. Архангельская область. Глубина отбора 2,57—2,62 м. Образцы 280—289, 291, 312—314, 316, 318—321 предоставлены В.К. Какаровцевым.

УПИ-179 **9700±140**
Гажа. Там же. Глубина отбора 0,82—0,88 м.

УПИ-281 **3840±140**
Торф. Белое озеро. Архангельская область. Глубина отбора 0,50—0,55 м.

УПИ-282 **7200±110**
Торф. Там же. Глубина отбора 1,20—1,25 м.

УПИ-283 **8640±90**
Гажа. Там же. Глубина отбора 1,65—1,70 м.

УПИ-284 **7360±130**
Торф. Там же. Глубина отбора 2,2—2,3 м.

УПИ-285 **6950±140**
Гажа с остатками харовых водорослей. Карас-озерье.

УПИ-286 **7240±100**
Гажа. Там же. Глубина отбора 1,20—1,25 м.

УПИ-287 **8760±120**
Гажа. Там же. Глубина отбора 2,80—2,85 м.

УПИ-288 **4630±160**
Гажа. Шук-озерье. Глубина отбора 1,3—1,5 м.

УПИ-289 **6260±200**
Гажа с сапропелем. Там же. Глубина отбора 2,5—2,7 м.

УПИ-291 **3080±130**
Гажа. Озеро Родничное. Глубина отбора 0,00—0,05 м.

УПИ-312 **6800±110**
Гажа. Осинцово. Глубина отбора 1,48—1,53 м.

УПИ-320 **8680±80**
Гажа. Там же. Глубина отбора 1,90—1,95 м.

УПИ-321 **9580±80**
Гажа. Там же. Глубина отбора 1,48—1,53 м.

УПИ-313 **7400±60**
Торф со следами песка и ракушек. Озерцово. Глубина отбора 2,45—2,50 м.

УПИ-314 **7610±70**
Торф. Ключевское. Глубина отбора 0,52—0,58 м.

УПИ-316 **9600±200**
Торф. Аграрный Пентус.

УПИ-318 **7950±110**
Торф. Река Заячья. Глубина отбора 2,75—2,80 м.

УПИ-319 **1180±70**
Торф. Там же. Глубина отбора 0,20—0,25 м.

АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗЦЫ

УПИ-331 — **436±70**
Древесина. Литовск-3.

УПИ-242 — **4360±130**
Древесина. Лебедевка-6. Курган 40. Погребение 2.

УПИ-243 — **1080±80**
Древесина. Базар-Тобе. Курган 2.

УПИ-244 — **2430±70**
Древесина. Базар-Тобе 1. Курган 7. Погребение 2.

УПИ-245 — **5710±100**
Древесина. Лебедевка-6. Курган 19.

УПИ-246 — **2140±80**
Древесина. Жарсаут-1. Курган 2. Погребение 2.

УПИ-247 — **3430±100**
Древесина. Могильник. Новопавловка. Курган 3.

УПИ-248 — **1860±100**
Древесина. Лебедевка-2. Курган 1. Дерево от перекрытия.

УПИ-249 — **Современный**
Древесина. Могильник. Мамбеталы 1. Курган 2.

УПИ-250 — **2270±50**
Древесина. Лебедевка-7. Курган 7.

УПИ-329 — **535±80**
Древесина. Могильник. Мамбетбай. Курган 3.

УПИ-330 — **780±70**
Уголь. Лебедевка-5. Курган 18.

УПИ-331 — **490±80**
Древесина. Могильник. Жарсуат 1.

УПИ-332 — **2120±80**
Древесина. Могильник. Жарсуат-2. Курган 1.

УПИ-333 — **3510±140**
Древесина. Могильник. Новопавловка. Курган 4. Погребение 2.

УПИ-334 — **2270±80**
Древесина. Могильник. Кушум-1. Курган 2. Погребение 3.

УПИ-335 — **950±60**
Древесина. Звенигород.

УПИ-336 — **1045±60**
Древесина. Звенигород-2.

УПИ-338 — **830±70**
Древесина. Урич-5.

УПИ-101 — **2060±50**
Древесина. Караул-Тюбе 1. Курган 2. Погребение 1. Гробовище.

УПИ-117 — **1770±30**
Кость. Лебедевка-5. Курган 23. Погребение 1.

УПИ-133 — **740±70**
Древесина. Караул-Тюбе 1. Курган 2. Погребение 1. Обломки колоды.

УПИ-134 — **490±80**
Древесина. Караул-Тюбе 1. Курган 5. Погребение 1. Обломки колоды.

УПИ-137 — **420±30**
Древесина. Лебедевка-5. Курган 23. Погребение 2. Перекрытие.

УПИ-138 — **1760±30**
Древесина. Лебедевка-5. Курган 23. Погребение 1. Гробовище.

УПИ-140 — **2570±50**
Уголь. Лебедевка-8. Курган 7. Погребение 1. Кострище.

УПИ-141 — **3860±50**
Древесина. Лебедевка-6. Курган 18.

УПИ-144 — **1050±40**
Кость. Лебедевка-5. Костяк 27. Погребение 1.

УПИ-147 — **3770±80**
Древесина. Лебедевка-6. Курган 25. Погребение 2.

УПИ-240 — **975±70**
Уголь. Лебедевка-5. Курган 35.

УПИ-241 — **2180±70**
Уголь. Лебедевка-6. Курган 34. Образцы 119, 120, 122—125, 131, 132, 136, 142, 145, 146 предоставлены С.А. Агаповым, И.Б. Васильевым, В.И. Пестриковой.

УПИ-119 **5900±70**
Кость. Хвалынский могильник. Костяк 4 (1977 г.)
УПИ-120 **5800±80**
Кость. Хвалынский могильник. Костяк 26.
УПИ-122 **4030±60**
Кость. Хвалынский могильник. Костяк 13 (1977 г.)
УПИ-123 **3200±60**
Древесина. Нижнеозерский курган. Могильник К-7. Погребение 2.
УПИ-124 **3300±80**
Древесина. Подст. кургана 2. Погребение 6 (1979 г.)
УПИ-125 **2800±70**
Древесина. Подст. кургана 1. Погребение 4.
УПИ-131 **5860±50**
Кость. Бабки лошади. Жертвенный могильник. Вилаватово.
УПИ-132 **6080±200**
Кость. Хвалынский могильник. Костяк 62, обр. 3.
УПИ-136 **3800±70**
Кость. Федоровский 2. Курган 1. Погребение 1. Костяк 2, 4.
УПИ-142 **3200±40**
Уголь. Шигонский могильник. Курган 2. Погребение 5.
УПИ-145 **3300±50**
Древесина. Федоровка-1. Курган 2. Погребение 6.
УПИ-146 **3450±50**
Древесина. Федоровский. Курган 4. Погребение 1.

ТЯНЬ-ШАНЬ

УПИ-229 **2900±60**
Торф. Чичкан-1. Образец 1. Точка 179. Образцы 229, 227, 277,278, 328 предоставлены О.А. Поморцевым.
УПИ 227 **3500±60**
Погребенная древесина. Образец 2. Точка 179.
УПИ-277 **1070±40**
Торф. Пойма р. Аксу. Тургень. Образец 3. Разрез 37 (1981 г.). Глубина отбора 38—44 см.
УПИ 278 **2850±150**
Торф. То же. Глубина отбора 1,2—1,3 м.
УПИ-328 **9740±80**
Торф. Долина р. Чоп-Кызыл-Ту. Терские Алатоо. Глубина отбора 2,8—2,9 м.

ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗЦЫ

Образцы годичных колец сморгонских дубов предоставлены Битвинскасом Т.Т.
УПИ-6 **490±80**
Образец 169, кольца 91—101.
УПИ-7 **4750±80**
Образец 159, кольца 7—17.
УПИ-8 **920±130**
Образец 57, кольца 119—129.
УПИ-9 **5660±180**
Образец 131а, кольца 160—170.
УПИ-10 **1480±80**
Образец 161, кольца 91—101.
УПИ-11 **5450±80**
Образец 56а, кольца 60—70.
УПИ-12 **200±70**
Образцы 165—166, кольца 99—109.
УПИ-13 **370±80**
Образец 171, кольца 21—31.
УПИ-14 **200±80**
Образец 167, кольца 45—55.
УПИ-15 **150±80**
Образец 158, кольца 47—54.

Э.В. СТАРИКОВ, В.А. ЖИДОВЛЕНКО

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ИНСТИТУТА ЛЕСА И ДРЕВЕСИНЫ им. В.Н. СУКАЧЕВА СО АН СССР

Сообщение III

АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗЦЫ

КРИЛ-231 **2230±100**

Уголь из первой погребенной почвы с археологическими остатками. Терраса на левом берегу в устье р. Чадобец (Северное Приангарье). Глубина залегания 65 см. Образцы 231—233 предоставлены Н.И. Дроздовым.

КРИЛ-232 **2990±120**

Уголь из второго культурного горизонта. Там же. Глубина залегания 65—75 см.

КРИЛ-233 **4410±200**

Уголь из третьего культурного горизонта. Там же. Глубина залегания 110—140 см.

КРИЛ-234 **8850±300**

Древесный уголь с глубины 200—220 см седьмого культурного горизонта. Многослойная стоянка "Горелый лес", среднее течение р. Белой, левый приток Ангары, I надпойменная терраса. Образец предоставлен Н.А. Савельевым.

КРИЛ-235 **2800±50**

Остатки обугленной древесины, взятой из перекрытия могильной ямы кургана. Ширинский район Хакасской АО.

КРИЛ-244 **2920±95**

Уголь из курганной засыпки кургана N 15, Усть-Белая, Магадан. Глубина залегания 0,5 м. Образец был датирован в 1959 г. С.В. Бутомо в 2860±95. Образцы 244—253 и 313—316 из бассейна р. Колымы и юга Камчатки предоставлены Н.Н. Диковым.

КРИЛ-246 **3690±50**

Уголь в дернине на глубине 10—20 см. Стоянка Малтан.

КРИЛ-247 **4450±110**

Уголь из культурного слоя в супеси с галькой. На глубине 50 см. Стоянка Малтан.

КРИЛ-248 **6030±170**

Уголь из второго культурного слоя на глубине 60—70 см. Стоянка Сибердик.

КРИЛ-249 **8480±200**

Уголь из квадрата N 8с в третьем культурном слое на глубине 80—90 см. Стоянка Сибердик.

КРИЛ-250 **8020±280**

Уголь. Там же.

КРИЛ-251 **7080±600**

Уголь из очага N 2 квадрата 3Е на глубине 80 см. Стоянка Сибердик, дно жилища.

КРИЛ-252 **2990±100**

Уголь в супеси на глубине 70 см. Стоянка Авача, нижний культурный слой.

КРИЛ-253 **5530±170**

Уголь из второго культурного горизонта. Стоянка Сибердик. Глубина залегания 70 см.

КРИЛ-313 **9020±510**

Уголь из культурного слоя под слоем желтого суглинка на глубине около 100 см. Стоянка Конго.

КРИЛ-314 **9470±530**

Уголь из кострища на глубине 120 см. Там же.

КРИЛ-315 **8850±550**

Уголь из культурного слоя на глубине 100 см. Там же.

КРИЛ-316 **3640±45**

Уголь из-под дерна на глубине 20 см. Стоянка Малтан. Из очажной ямки с фрагментами керамики. Датировка СВК НИИ МАГ-361 3800±100.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗЦЫ

КРИЛ-180 **1420±150**

Уголь из песка I надпойменной террасы р. Темник, пос. Таежный, Бурятская АССР. Глубина отбора 85 см. Образцы 180—182 предоставлены В.В. Стефиным.

КРИЛ-181 **1580±270**

Уголь из слоя пожарища на глубине 20 см. Южный склон хр. Хамар-Дабан, Бурятская АССР.

КРИЛ-182 **3750±450**

Уголь на глубине 114—120 см в конусе у пос. Таежный. Южный склон хр. Хамар-Дабан, Бурятская АССР.

КРИЛ-184 **7390±180**

Торф. Кассандрово-сфагновое болото в 10 км севернее Сургута Тюменской области. Глубина отбора 164—170 см. Образцы 184—186, 189—192 предоставлены Т.К. Кутафьевой.

КРИЛ-185 **1215±40**

Торф. Там же. Глубина отбора 61—71 см.

КРИЛ-186 **1280±40**

Уголь. Там же. Глубина отбора 71—81 см.

КРИЛ-189 **2390±65**

Торф. Там же. Глубина отбора 90—100 см.

КРИЛ-190 **4065±85**

Торф. Кассандрово-сфагновое болото на IV надпойменной террасе р. Иртыша у г. Ханты-Мансийска. Глубина отбора 176—180 см.

КРИЛ-191 **7480±120**

Торф. Там же. Глубина отбора 186—190 см.

КРИЛ-192 **11340±250**

Торф. Там же. Глубина отбора 227—237 см.

КРИЛ-193 **7330±150**

Торф. Торфяник на террасе. Левый берег Енисея у г. Енисейска Красноярского края. Разрез 1. Глубина отбора 120—140 см. Образцы 193—195, 197—202, 240—242 предоставлены В.Л. Кошкаровой.

КРИЛ-194 **5130±120**

Торф. Там же. Глубина отбора 80—100 см.

КРИЛ-195 **3710±100**

Древесина. Там же. Глубина отбора 45 см.

КРИЛ-197 **4530±120**

Торф. Там же. Разрез 2. Глубина отбора 60—70 см.

КРИЛ-198 **3960±100**

Древесина. Там же. Глубина отбора 50—60 см.

КРИЛ-199 **2440±80**

Древесина. Там же. Глубина отбора 30—40 см.

КРИЛ-200 **7610±150**

Торф. Торфяник на I террасе. Левый берег Енисея, с. Казачинское Красноярского края. Раздел 1.

КРИЛ-201 **6680±150**

Торф. Там же. Глубина отбора 120—140 см.

КРИЛ-202 **4570±120**

Торф. Там же. Глубина отбора 70—90 см.

КРИЛ-240 **3950±300**

Древесина. Долина Енисея, с. Ярцево Енисейского района Красноярского края. Переходное кассандрово-сфагновое болото в 88-м квартале Ярцевского лесничества. Глубина отбора 170—180 см.

КРИЛ-241 **2940±200**

Древесина. Там же. Глубина отбора 122 см.

КРИЛ-242 **5930±400**

Древесина. Правый берег р. Бахта, пос. Бахта, Туруханский район. Глубина отбора 182 см.

КРИЛ-216 **2440±45**

Древесина. Болото дельтовой равнины. Обнажение на берегу р. Мысовка, Бурятская АССР. Глубина отбора 60—65 см. Образцы 216—217 предоставлены Н.И. Рубцовым.

КРИЛ-217 **2850±50**

Древесина. Там же. Глубина отбора 115—120 см.

КРИЛ-218 **7940±420**

Торф. Сфагновый торфяник в долине р. Давша. Баргузинский заповедник, Северо-Байкальский район, Бурятская АССР. Торфяная залежь содержит большое количество деревьев, на глубине 39—49 см прослеживается слой мерзлоты, водоносный слой располагается на глубине 170—200 см. Глубина отбора 240—245 см. Образцы 218—221, 223—229, 236, 237 предоставлены В.Г. Кольцовой.

КРИЛ-219 **3240±100**

Древесина. Там же. Глубина отбора 120 см.

КРИЛ-220 **5040±120**

Торф. Там же. Глубина отбора 195—200 см.

КРИЛ-221 **4760±120**

Древесина. Там же. Глубина отбора 200 см.

КРИЛ-223 **3600±80**

Торф. Там же. Глубина отбора 130—135 см.

КРИЛ-225 **1550±60**

Торф. Там же. Глубина отбора 108—113 см.

КРИЛ-225 **1480±60**

Контрольное измерение

КРИЛ-226 **2930±70**
Бурый уголь. Глубина 85—90 см.
КРИЛ-227 **1785±65**
Торф. Глубина 65—67 см.
КРИЛ-228 **980±40**
Торф. Глубина 57—62 см.
КРИЛ-229 **2610±50**
Древесина. Глубина 85 см.
КРИЛ-236 **3715±55**
Торф. Глубина 36—41 см.
КРИЛ-237 **1150±55**
Торф. Глубина 24—29 см.

Определенный интерес представляют пары образцов торфа и древесины, взятых с одной и той же глубины. Полученные значения "абсолютных" возрастов косвенно свидетельствуют о правильности радиоуглеродного анализа и вполне следуют логике образования торфяной залежи, так как возраст древесины оказывается незначительно меньше.

Для образца КРИЛ-225 проведено контрольное измерение ввиду резкого выпадения значения возраста из линейного порядка. Ошибка в определении возраста этого образца несистематическая, причина ее неясна.

КРИЛ-255 **Современный**
Сфагновый очес. Придонный слой 18—20 см. II надпойменная терраса р. Енисея. Пос. Назимово Красноярского края. Образцы 255—268 предоставлены В.Г. Кольцовой.
КРИЛ-256 **Современный**
То же.
КРИЛ-257 **6850±200**
Торф. I надпойменная терраса р. Кеть, у пос. Белый Яр Томской области. Торфяник. Глубина отбора 575—550 см.
КРИЛ-258 **7640±230**
Торф. Там же. Глубина отбора 575—600 см.
КРИЛ-259 **12330±480**
Торф. Там же. Глубина отбора 700—725 см.
КРИЛ-260 **7980±250**
Торф. Там же. Глубина отбора 675—700 см.
КРИЛ-261 **3240±90**
Древесина. Торфяник в верховьях р. Большой Инжул, Красноярский край. Глубина отбора 90 см.
КРИЛ-262 **250±40**
Торф. Там же. Глубина отбора 20—25 см.
КРИЛ-263 **480±40**
Торф. Там же. Глубина отбора 30—36 см.
КРИЛ-264 **650±50**
Торф. Там же. Глубина отбора 44—49 см.
КРИЛ-267 **825±60**
Торф. Там же. Глубина отбора 65—70 см.
КРИЛ-268 **1035±180**
Торф. Там же. Глубина отбора 70—75 см.
Относительно большая ошибка измерения образца КРИЛ-268 вызвана значительным разбавлением образца из-за малой навески.
КРИЛ-272 **6390±80**
Древесина. Аллювиально-лагунная терраса р. Адими, Северное Приморье. Глубина отбора 180—190 см. Образцы 272—279 предоставлены А.М. Коротким.
КРИЛ-273 **2620±60**
Торф. Там же. Глубина залегания от кровли разреза 80—90 см.
КРИЛ-274 **2050±50**
Торф. Там же. Глубина залегания от кровли разреза 40 см.
КРИЛ-275 **1215±45**
Торф. Устье р. Малой Кемы, 4—5-метровая морская (лагунная) терраса, Северный Сихотэ-Алинь. Глубина отбора 50—60 см.
КРИЛ-276 **3505±55**
Торф. Там же. Глубина отбора 100—110 см.
КРИЛ-277 **6405±115**
Торф. Там же. Глубина отбора 145—155 см

КРИЛ-278 **10210±250**

Торф. Там же. Глубина отбора 170—180 см.

КРИЛ-279 **3560±80**

Древесина. Устье р. 2-я Самарга. 3—5-метровая морская терраса, Северное Приморье. Глубина отбора 110—120 см.

КРИЛ-283 **6000±560**

Древесина. Терраса ручья, межбугристое повышение в 10 км к северо-западу от с. Кобь Братского района Иркутской области. Глубина отбора 70—80 см. Большая ошибка определения возраста вызвана очень малой навеской образца и большим разбавлением полученного бензола. Образец предоставлен В.Н. Горбачевым.

КРИЛ-285 **2380±50**

Торф. Разрез 1. Пойма р. Берешь Шарыповского района Красноярского края. Глубина отбора 180—200 см. Образцы 285—290 предоставлены В.Л. Кошкаровой.

КРИЛ-286 **1555±45**

Торф. Там же. Глубина отбора 100—120 см.

КРИЛ-287 **180±30**

Торф. Разрез 1. Долина р. Енисея, верховое хвощево-сфагновое болото в 39-м квартале Верхне-Имбатского лесничества. Пос. Сургутиха, Туруханский район. Глубина отбора 50—55 см.

КРИЛ-288 **3160±40**

Торф. Там же. Глубина отбора 70—75 см.

КРИЛ-289 **7420±120**

Торф. Там же. Глубина отбора 120—125 см.

КРИЛ-290 **4925±45**

Торф. Там же. Глубина отбора 122—110 см.

КРИЛ-291 **1915±85**

Торф. Юго-восточный берег оз. Байкал. Разрез 2. Торфяник в дельте р. Мысовка. Глубина отбора 20—30 см. Образцы 291—297 предоставлены Л.Н. Савиной.

КРИЛ-292 **2470±120**

Торф. Там же. Глубина отбора 30—40 см.

КРИЛ-293 **2790±120**

Древесина. Там же. Глубина отбора 60 см.

КРИЛ-294 **4850±240**

Древесина. Там же. Глубина отбора 70 см.

КРИЛ-295 **4810±240**

Торф. Там же. Глубина отбора 75—80 см.

КРИЛ-296 **4985±25**

Торф. Там же. Глубина отбора 70—80 см.

КРИЛ-297 **1110±40**

Торф. Там же. Глубина отбора 50—60 см.

КРИЛ-299 **1545±55**

Древесина. Южный склон хр. Хамар-Дабан. Разрез 38. Торфяник в долине р. Шильдырхей. Глубина отбора 80—90 см. Образцы 298, 299, 301, 303 предоставлены А.П. Зубаревым.

КРИЛ-298 **1320±40**

Торф. Там же. Глубина отбора 70—80 см.

КРИЛ-301 **4480±80**

Торф. Там же. Глубина отбора 100—115 см.

КРИЛ-303 **1605±55**

Древесина. Разрез 14. Торфяник в долине р. Хартуга. Глубина отбора 55—60 см.

КРИЛ-306 **9990±210**

Торф. Речная терраса. Пос. Сухово Томской области. Глубина отбора 760 см. Образцы 306—307 предоставлены В.Д. Нащокиным.

КРИЛ-307 **6710±140**

Торф. Там же. Глубина отбора 640—660 см.

КРИЛ-308 **1015±35**

Торф. Разрез 58, профиль 7. Енисейский район Красноярского края. Глубина отбора 50—60 см. Образцы 308—312 предоставлены Т.М. Корсуновой.

КРИЛ-309 **1490±40**

Торф. Там же. Глубина отбора 60—70 см.

КРИЛ-310 **2620±50**

Торф. Там же. Глубина отбора 90—100 см.

КРИЛ-311 **1750±40**

Торф. Разрез 72, профиль 6. II терраса р. Енисея. Глубина отбора 20—50 см.

КРИЛ-312 **2560±60**

Торф. Там же. Глубина отбора 40—60 см.

В.В. КОСТЮКЕВИЧ, О.А. ДНЕПРОВСКАЯ

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАННЫЕ ЛАБОРАТОРИИ ГЕОХИМИИ МЕРЗЛОЙ ЗОНЫ ИНСТИТУТА МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ СО АН СССР

Сообщение VIII

В сообщении приводятся датировки, полученные в 1982—1983 гг. Анализы выполнены по методике сцинтилляционного варианта.

СЕВЕРНАЯ ЯКУТИЯ

Им-507 **>36 000**

Торф. Дельта р. Лены. Южный берег Быковского полуострова в 2 км к западу от мыса Мостах. Морская терраса (Q_3). Глубина отбора 12,1 м. Образцы 504—506 предоставлены А.И. Фартышевым.

Им-505 **>36 000**

Торф. Там же. Глубина отбора 7 м

Им-506 **7000±300**

Торф. Там же. Глубина отбора 1,5 м.

Им-748 **32 200±930**

Торф. Дельта р. Лены. Быковский полуостров. Обнажение Мамонтова Хайотта. Береговой обрыв, разрушаемый морем, едомная свита. Глубина отбора 20,0 м. Образцы 748—753, 763—768 предоставлены Е.А. Благодой.

Им-749 **20 836±500**

Растительные остатки. Там же. Глубина отбора 15 м.

Им-750 **2905±00**

Торф. Там же. Глубина отбора 2,5 м.

Им-751 **15 100±750**

Торф. Там же. Глубина отбора 8,5—9,4 м.

Им-752 **22 000±1600**

Торф. Там же. Глубина отбора 16—17 м.

Им-753 **19 800±500**

Торф. Там же. Глубина отбора 19—20 м.

Им-763 **9450±100**

Торф. Дельта р. Лены. Быковский полуостров, надпойменная терраса. Ледовый комплекс. Глубина отбора 1 м.

Им-764 **4430±300**

Торф. Там же. Глубина отбора 0,9 м.

Им-765 **5450±150**

Торф. Там же. Глубина отбора 1,5 м.

Им-766 **23 700±500**

Торф. Там же. Глубина отбора 12,0 м.

Им-767 **28 180±300**

Торф. Там же. Глубина отбора 19,0 м.

Им-768 **9250±500**

Растительные остатки. Там же. Аласные отложения. Глубина отбора 0,8 м.

Им-709 **10 278±400**

Древесные остатки. Дельта р. Лены. Хапташинский Яр, в 0,1 км от моря. Морская терраса высотой 15 м. Образцы 709, 711—715, 561, 574, 575, 590, 592 предоставлены А.И. Фартышевым.

Им-711 **26 300±1000**

Древесина — плавник. Там же. Глубина отбора 10,5 м.

Им-712 **20 700±1000**

Древесина. То же.

Им-713 **36 000**

Торф. Там же. Морская терраса высотой 13 м. Глубина отбора 10,2 м.

Им-714 **36 000**

Торф. Там же. Морская терраса высотой 14 м. Глубина отбора 14 м.

Им-715 **36 000**

Древесина. Там же. Глубина отбора 13,9 м.

Им-561 **7200±250**

Древесина. Дельта р. Лены. Быковский полуостров, в 9 км к северу от Мамонтовой горы. Останец озерно-аллювиальной равнины. Глубина отбора 4,2 м.

Им-575 **7900±200**

Древесина. Там же. Глубина отбора 2,3 м.

Им-574 **4200±220**

Торф. Дельта р. Лены. Хапташинский Яр. Аласные отложения. Глубина отбора 6 м.

Им-590 **5600±300**

Торф. Дельта р. Лены. Хапташинский Яр. Морская терраса высотой 14—16 м. Глубина отбора 2,7 м.

Им-592 **36 000**

Торф. Там же. Глубина отбора 11 м.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ

Им-722 **2860±330**

Древесно-растительные остатки. Обрыв II надпойменной террасы р. Адача, в 20 км ниже устья р. Туостах. Глубина отбора 1,5 м. Образцы 711, 723, 725, 726, 728, 734—740, 742, 745, 746 предоставлены С.В. Шейнкманом.

Им-723 **3750±250**

Древесно-растительные остатки. Там же. Глубина отбора 3—5 м.

Им-725 **3870±500**

Древесина. Обрыв I надпойменной террасы Адыга, в 20 км ниже устья р. Туостах. Глубина отбора 8 м.

Им-726 **4600±400**

Древесина. Там же. Глубина отбора 10 м.

Им-728 **3800±100**

Древесина. Там же. Глубина отбора 12 м.

Им-734 **6300±200**

Древесина. Долина р. Адыча, выше устья р. Быиндча. Глубина отбора 3 м.

Им-735 **6350±300**

Торф. Там же. Глубина отбора 3 м.

Им-736 **5400±240**

Древесина. Там же. Глубина отбора 1 м.

Им-737 **7000±100**

Древесина. Там же. Глубина отбора 4 м.

Им-739 **6600±500**

Торф. Долина р. Адыча, у устья р. Бургали. Обрыв водно-ледниковой террасы. Глубина отбора 1,4 м.

Им-740 **5600±100**

Древесина. Там же. Глубина отбора 1 м.

Им-742 **4000±300**

Торф. Там же. Глубина отбора 0,3 м.

Им-745 **1150±200**

Древесина. Обрыв I надпойменной террасы р. Адыча ниже устья р. Туостах. Глубина отбора 3 м.

Им-746 **36 000**

Древесина. Долина р. Адача у пос. Бетенкес. Глубина отбора 8 м.

СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

Им-541 **1000±180**

Оторфованная супесь. Бамбуйская котловина. Высокая пойма р. Витим. Глубина отбора 0,5—1,0 м. Образцы 541, 543 и 545 предоставлены И.А. Некрасовым.

Им-543 **10 450±300**

Торф. Там же. Глубина отбора 1 м.

Им-545 **8000±200**

Древесина. Муйская котловина. Высокая пойма р. Верхний Усмун. Глубина отбора 9,5 м.

Им-690 **11 400±320**

Древесина. Предгорье хр. Удокан. Озерные отложения. Глубина отбора 2,5 м. Образец предоставлен А.С. Любомировым.

СЕВЕР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Им-762 **11 460±160**

Торф. Обнажение Таб-Саля. Восточный берег Гыданского полуострова у широты 71°20′. Терраса каргинского уровня высотой 20 м над уровнем моря. Глубина залегания 8 м. Образцы 762, 614, 621, 755 предоставлены Е.Г. Карповым (Игарская НИМС).

Им-614 **6480±200**

Торф. Там же. Глубина отбора 0,5 м.

Им-621 **8650±300**

Торф. Там же. Глубина отбора 3 м.

Им-755 **Современный**

Древесина. Надпойменная терраса р. Енисея каргинского уровня. У широты Полярного круга. Обнажение Ледяная Гора. Глубина отбора 3 м.

Им-601 **7000±400**

Древесина. Вблизи пос. Соленый, в 180 км к западу от Дудинки, с поверхности термокарстового озера. Образец предоставлен С.З. Скрябиным.

Им-719 **6375±300**

Торф. Пос. Харасавэй. Скважина. Глубина отбора 0,4—0,9 м. Предоставлен Н.Ф. Григорьевым.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ

Им-683 **21 300±1200**

Растительный детрит. Правый берег р. Мархинка (в районе г. Якутска) в 2,5 км от устья. Глубина отбора 5 м.

Им-684 **19 800±1200**

Нитевидные корешки трав. Озеро Спасское на Маганской террасе, в 50 км от г. Якутска. Скважина. Едомная свита. Глубина отбора 2,5 м. Образцы 684, 679 и 759 предоставлены Е.М. Катасоновым.

Им-679 **1520±100**

Торф. Правый берег р. Тумара в 65 км выше устья. I надпойменная терраса. Глубина отбора 3 м.

Им-759 **17 200±500**

Остатки кустарника. Правобережье р. Лены, в 110 км ниже г. Якутска. Бестяхская терраса. Обнажение Дьюколма. Образец отобран из песков с глубины 27 м.

Им-760 **14 000±500**

Остатки хвоща. Там же. Глубина отбора 27 м. Образец предоставлен М.С. Ивановым. Датировки образцов 759—760 спорные.

Им-765 **36000**

Древесина. Орджоникидзевский район. Вблизи пос. Чаран. Абалахская равнина. Глубина отбора 7,8 м. Образец предоставлен М.В. Турбиной.

ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ

Им-522 **2000±100**

Древесина. Створ плотины Вилюй ШЭС-3. I надпойменная терраса р. Вилюй высотой 15 м. Глубина отбора 4,4 м. Образцы 522, 447, 450, 524 предоставлены В.Н. Спесивцевым.

Им-447 **9000±300**

Древесина. Плоское междуречье рек Алымджа, Олчуйгах. Склоновые отложения. Глубина отбора 1,8 м.

Им-450 **1870±150**

Торф. Там же. Образец взят над ледяной жилой. Глубина отбора 0,9 м.

Им-524 **7100±100**

Торф. В 150 км к северу от пос. Чернышевский. Дно широкой ложбины. Глубина отбора 4 м.

Им-534 **5300±200**

Древесина. Правый берег р. Вилюй, в 20—25 км ниже переката Юс-Юос (50—60 км ниже пос. Чернышевский). I надпойменная терраса. Глубина отбора 4 м. Образец предоставлен Е.М. Катасоновым.

ПРИЛОЖЕНИЕ II

И.Ф. МЕЛЬНИК

ПРОВЕДЕНИЕ РАБОТ ПО КОНСЕРВАЦИИ И РЕСТАВРАЦИИ ИСКОПАЕМЫХ КОСТЕЙ ЖИВОТНЫХ ИЗ КУЛЬТУРНЫХ СЛОЕВ МОЛОДОВСКИХ СТОЯНОК

На протяжении полевых сезонов 1977—1984 гг. автором проводились консервационные работы костного материала из культурных слоев Молодовских палеолитических стоянок.

В связи с плохой сохранностью материала (в основном костей мамонта и других ископаемых животных) консервация выполнялась на месте непосредственно после вскрытия находок. Перед закреплением кости расчищались с помощью скальпеля, щеточек, кистей, пинцетов и резиновой груши. Отдельные фрагменты промывались водой или спиртом, разбавленным водой 1:1. Известковые отложения на костях при необходимости удалялись соляной кислотой методом тампонирования с дальнейшей нейтрализацией 1%-ным раствором соды. Способ консервации и соответственный консервант подбирались дифференцированно, с учетом степени сохранности находки, ее размещения в земле.

Прежде чем приступить к полевым работам, предварительно проводились лабораторные исследования с целью выбора наиболее оптимальных и доступных методов первичной, а затем полной консервации ископаемых образцов. Ассортимент склеивающих и укрепляющих веществ в реставрации костного материала растет с каждым годом. Первая задача реставратора — отобрать средства, которые обладали бы необходимыми качествами, а именно: термопластичностью, быстрым высыханием, нейтральностью по отношению к красителям, хорошей адгезией, эластичностью, прозрачностью.

Из всех доступных нам клеящих средств в процессе исследования наиболее эффективными по физико-химическим показателям оказались: клеевой поливинилбутираль (ПВБ), полибутилметакрилат (ПБМА), поливинилацетат (ПВА), а также БФ-6 (в основном для склеивания).

В первые годы полевых работ для консервации в основном использовался ПВБ марки КВ-2. Готовились его растворы на спирте 7—10%-ной концентрации, которые в процессе работы разбавлялись этиловым спиртом до нужных концентраций.

Длительные практические исследования показали, что костный материал целесообразно укреплять в несколько этапов, используя для этого растворы консервирующего вещества различных концентраций, от меньшей — к большей.

Обработка материалов из раскопа стоянки Молодова I проводилась методами как поверхностной, так и глубокой пропитки (инъекционным, с помощью ванночек, покрытия кистями и т.д.). Иногда после обработки наблюдается появление на поверхности костей белесых или блестящих пленок, что искажает их экспозиционный вид. При необходимости эти пленки снимались механическим способом (с помощью пинцета, скальпеля) или химическим (тампонами, пропитанными растворителем).

Ископаемые находки иногда настолько деструктированы, что при самом малом прикосновении распадаются на мелкие части. Они не поддаются реставрации на месте. В таких случаях для их забора использовался метод гипсования. Этот метод был использован при заборе отдельных фрагментов из культурного слоя стоянки Молодова I: бивней мамонта (кв. 28—29 ОП), челюсти бизона (кв. 32—33 РТ), рогов бизона (кв. 32—33 РТ) и др.

Предмет гипсования бережно расчищался от грунта сухими щетками и кистями. После этого на расчищенный участок небольшими кусками накладывалась влажная бумага так, чтобы она плотно облегала весь рельеф предмета, а также участок земли вокруг него. Разведенный до консистенции сметаны гипс накладывался на бумагу, получалась верхняя половина формы. Для изготовления второй половины предмет после затвердевания гипса переворачивался и повторялся весь процесс гипсования с другой стороны. Вышеописанный метод довольно трудоемкий, но удобный тем, что его можно использовать для забора материала в любых условиях влажности культурного слоя.

Большое влияние на дальнейшее сохранение материала имеет его просушка. При неправильной просушке экспонат можно потерять совсем, так как неравномерное высыхание внутренних и внешних слоев приводит к растрескиванию предмета. Поэтому для фрагментов костей подбирался метод просушки под тентом, в тени, или под влажной бумагой, чтобы предотвратить нежелательный эффект.

После профилактический обработки в полевых условиях кости поступали в лабораторию для конечной консервации и при необходимости — реставрации. Отдельные экспонаты, в основном те, которые нуждаются в реставрации в первую очередь (с насечкой, рисунками), проходят полную консервацию и реставрацию в условиях лаборатории. Например, лопатка мамонта со стоянки Молодова I поступила на реставрацию после профилактической заклейки наружной поверхности 10%-ным раствором ПБМА, в виде четырех отдельных фрагментов, снизу заполненных слоем земли, с которым их забрали. В лаборатории экспонат прошел ряд операций: 1) покрытие свободных от земли поверхностей защитной пленкой ПБМА; 2) расчистка нижней поверхности от земли с помощью скальпеля, кисти; 3) медленная просушка расчищенных фрагментов под слоем плотной бумаги; 4) покрытие расчищенной поверхности 4%-ным раствором формалина (для профилактической дезинфекции); 5) глубокая пропитка всех фрагментов 5—7%-ным раствором ПБМА методом подсола; 6) склейка фрагментов по швам 20%-ным раствором ПБМА с помощью деревянных штырей; 7) придание предмету экспозиционного вида путем заделки трещин, снятия блеска и пленки.

Аналогичным путем были отреставрированы и другие ископаемые кости из молодовских раскопов, подготавливаемые для экспонирования в музее.

Музей народной архитектуры и быта,
г. Львов

СОДЕРЖАНИЕ

М.С. Бараш, В.М. Купцов, Н.С. Оськина. Атлантический океан: новые данные по хронологии событий позднего плейстоцена и голоцена 3
Л.Е. Штеренберг. Состав и строение Fe-Mn-конкреций Черного моря 17
С.А. Несмеянов, И.П. Балабанов, Я.А. Измайлов. Методика анализа плейстоценовых тектонических движений на побережьях внутренних морей по деформациям древних береговых линий (на примере Черного моря) 27
Л.А. Головина, Н.Г. Музылев, М.Г. Ушакова. Наннопланктон и варианты стратиграфической интерпретации разреза скважины 380/380-А в Черном море 36
Л.Т. Шевырев, Л.И. Алексеева, Е.А. Спиридонова, С.В. Тихомиров, Х.А. Арсланов, Н.А. Гей, Г.А. Анциферова. Опыт стратиграфического расчленения верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Калачской возвышенности 45
В.А. Ранов, А.Е. Додонов, С.П. Ломов, М.М. Пахомов, А.В. Пеньков. Кульдара — новый нижнепалеолитический памятник Южного Таджикистана 65
В.Э. Мурзаева, Л.И. Флёрова. Четвертичный пролювий Северо-Восточного Ирана и его водоносность 76
Н.Г. Иванова, Н.Б. Глуховская. Древние ледниковые отложения юго-восточной ветви Монгольского Алтая 86
М.М. Пахомов. Фитоиндикационные признаки климатических изменений в горах Средней Азии.. 95

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

А.П. Черныш, А.Б. Богуцкий, В.С. Артюх. Следы пребывания раннепалеолитического человека на северо-западе Украинской ССР 103
Л.И. Алексеева, С.В. Тихомиров. Находка остатков мамонта в покровных суглинках у села Петровка (Воронежская область) 109
Н.М. Риндзюнская, М.В. Ревердатто, Н.М. Иванов, Н.Н. Недашковская, Э.М. Зеликсон. Особенности осадконакопления четвертичных отложений Приполярного Урала 111
А.А. Хамзина. О фауне млекопитающих средней толщи горы Тологой (Западное Забайкалье) 118
А.Л. Александровский, М.П. Гласко, Б.А. Фоломеев. Исследования погребенных пойменных почв как геохронологических уровней второй половины голоцена 123

КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ

Н.С. Демедюк. Стратиграфические исследования четвертичных отложений в Польше 129
И.К. Иванова, В.А. Ранов, С.М. Цейтлин. Еще раз о местонахождении Улалинка в Горном Алтае 133

ХРОНИКА

А.А. Величко, Ю.А. Лаврушин, Г.В. Холмовой, С.М. Шик. О VII Всесоюзном совещании "Краевые образования материковых оледенений" 145

ПРИЛОЖЕНИЕ I

Л.Д. Сулержицкий, С.Н. Виноградова, А.Л. Рябинин, Р.В. Манько. Радиоуглеродные даты Геологического института АН СССР. Сообщение XIV 149

А.М. Короткий, Л.А. Лобанова, В.И. Разов, Г.Г. Разова. Радиоуглеродные датировки лаборатории ДВГУ-ТИГ ДВНЦ АН СССР. Сообщение II 154

Л.В. Балалаева, Ю.В. Петренко, А.В. Орищенко, Б.П. Шахов, Ю.А. Шахова, Л.Е. Шибаева. Радиоуглеродные даты лаборатории Уральского педагогического института им. А.С. Пушкина 157

Э.В. Стариков, В.А. Жидовленко. Радиоуглеродные датировки Института леса и древесины им. В.Н. Сукачева СО АН СССР. Сообщение III 161

В.В. Костюкевич, О.А. Днепровская. Радиоуглеродные данные лаборатории геохимии мерзлой зоны Института мерзлотоведения СО АН СССР. Сообщение VIII 165

ПРИЛОЖЕНИЕ II

И.Ф. Мельник. Проведение работ по консервации и реставрации ископаемых костей животных из культурных слоев Молодовских стоянок 168

УДК 551.79(261):550.93

Бараш М.С., Купцов В.М., Оськина Н.С. **Атлантический океан: новые данные по хронологии событий позднего плейстоцена и голоцена** // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1987. N 56.

Рассмотрены палеоокеанологические события времени дегляциации и голоцена, скорости осадконакопления в позднем плейстоцене и голоцене, возраст последнего пика максимального похолодания и представления о начале холодного этапа, коррелируемого с последним материковым оледенением Северного полушария. Климатостратиграфические границы диахронны от нескольких тысяч до десятков тысяч лет, в течение которых происходило широтное смещение изменений климата, осложненных глобальными и региональными колебаниями более низких порядков.

Ил. 4. Табл. 1. Библиогр. 32 назв.

УДК 553.21(262.5)

Штеренберг Л.Е. **Состав и строение Fe-Mn-конкреций Черного Моря.** // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1987. N 56.

С помощью комплекса методов, включающих рентгеновский, микродифракцию электронов, химический, микроскопический и др., изучены состав и строение разных типов Fe-Mn-конкреций. Показан их сложный состав, свидетельствующий об участии диагенетических процессов в формировании этих образований.

Ил. 3. Табл. 3. Библиогр. 16 назв.

УДК 551.234(262.5)

Несмеянов С.А., Балабанов И.П., Измайлов Я.А. **Методика анализа плейстоценовых тектонических движений на побережьях внутренних морей по деформациям древних береговых линий (на примере Черного моря)** // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, N 56.

Плейстоценовые тектонические движения на морских побережьях с наибольшей точностью фиксируются по деформациям древних береговых линий. Современное положение этих линий реконструируется по ряду аккумулятивных и абразионных форм, первоначально располагавшихся как выше, так и ниже среднего уровня моря. Составлена таблица с оценками высоты древних уровней моря относительно разных форм рельефа и типов осадков. Проанализированы изменения уклона цоколя морской террасы и кровли ее аккумулятивного чехла на разном удалении от клифа. Приведенные материалы позволяют надежнее, чем это делалось ранее, оценивать высоту древней береговой линии и определять точность полученных оценок.

Ил. 4. Табл. 2. Библиогр. 30 назв.

УДК 551.793:561.258:551.35

Головина Л.А., Музылев Н.Г., Ушакова М.Г. **Наннопланктон и варианты стратиграфической интерпретации разреза скважины 380/380-А в Черном море** // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1987. N 56.

Относительно полно наннопланктоном охарактеризована только верхняя (четвертичная) часть разреза (около 450 м). Выделяется интервал, датируемый карангатом, кроме того, по литературным данным устанавливается интервал узунларского или палеоузунларского возраста. Доказательств других средиземноморских трансгрессий в разрезе скважины нет, причины этого обсуждаются.

В нижней части разреза (около 600 м) выделяется четкий экологический репер по наннопланктону и диатомеям, располагающийся над хорошо известным в литературе строматолитовообломочным прослоем и пригодный для корреляции с наземными разрезами. Альтернативными вариантами корреляции будут: 1) граница среднего и нижнего понта; 2) граница акчагыла и апшерона.

Ил. 2. Библиогр. 21 назв.

УДК 551.791(924.83)

Шевырев Л.Т., Алексеева Л.И., Спиридонова Е.А., Тихомиров С.В., Арсланов Х.А., Гей Н.А., Анциферова Г.А. **Опыт стратиграфического расчленения верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Калачской возвышенности** // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1987. N 56.

Описываются новые стратиграфические подразделения позднего плейстоцена и голоцена Среднего Дона, выделенные в ранге слоев. Приводятся новые палеонтологические материалы и результаты определения абсолютного возраста. Показано сложное взаимоотношение геологических тел, отмечена большая роль тектонического фактора в их распределении по площади. Рекомендованы для включения в местную стратиграфическую шкалу духовские, буйловские,

петровские слои позднего плейстоцена, осерединские, преображенские, елизаветовские слои голоцена.

Ил. 6. Табл. 1. Библиогр. 8 назв.

УДК 551.791.33(575.3)

Ранов В.А., Додонов А.Е., Ломов С.П., Пахомов М.М., Пеньков А.В. **Кульдара — новый нижнепалеолитический памятник Южного Таджикистана** // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1987. N 56.

Описано новое местонахождение палеолитических изделий в 11-й и 12-й ископаемых почвах, вскрывающихся в овраге Кульдара на юге Таджикистана. Приведены геологические, палеопедологические, палеомагнитные и палинологические данные по изученному разрезу. Охарактеризованы палеолитические находки. Сделан вывод, что возраст 11-й и 12-й палеопочв, находящихся непосредственно под инверсией Матуяма—Брюнес, очень близок к возрастному рубежу 0,8 млн лет.

Ил. 7. Табл. 2. Библиогр. 20 назв.

УДК 551.79:551.21.31+556.3(55)

Мурзаева В.Э., Флёрова Л.И. **Четвертичный пролювий Северо-Восточного Ирана и его водоносность** // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1987, N 56.

Охарактеризованы пролювиальные, аллювиально-пролювиальные и делювиально-пролювиальные отложения трех районов Северо-Восточного Ирана, различающихся климатическими условиями, спецификой процессов четвертичного осадконакопления и формирования подземных вод. Приводится карта распространения генетических типов четвертичных отложений, развитых в подгорной зоне и впадинах описываемой территории. Сделаны выводы об условиях формирования подземных вод, их ресурсов, минерализации и химического состава.

Ил. 2. Библиогр. 15 назв.

УДК 551.336:551.79+551.332(517)

Иванова Н.Г., Глуховская Н.Б. **Древние ледниковые отложения юго-восточной ветви Монгольского Алтая** // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1987. N 56.

В Монгольском Алтае на его границе с Заалтайской Гоби впервые установлены останцы ко-

нечноморенных валов ледников подножий. Пыльца из морены позволила выделить в развитии растительности две фазы, отвечающие криогигротической и криоксеротической стадиям оледенения. В I фазу в предгорьях Монгольского Алтая были широко развиты полынно-злаковые и разнотравно-злаковые степи, заметную роль играли горно-тундровые формации, представленные ерниковыми зарослями. Во II фазу господствовала ксерофитная безлесная растительность с доминированием полыней и маревых, с увеличением роли разнотравья к концу фазы. Во время накопления морены в развитии климата выделены три фазы: холодная и влажная, сухая и холодная и фаза некоторого увлажнения.

Ил. 2. Библиогр. 14 назв.

УДК 551.79.562(235.211)

Пахомов М.М. **Фитоиндикационные признаки климатических изменений в горах Средней Азии** // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1987. N 56.

В статье рассматриваются вопросы методики спорово-пыльцевого анализа для целей палеогеографических реконструкций в горах аридной зоны юга СССР. На примере плиоценового разреза сохской свиты Южной Ферганы, палинология которого изучалась О.М. Григиной, дана детальная характеристика климата плювиальной и аридных эпох, основанная на дифференцированном эколого-климатическом анализе ископаемых флористических элементов. Освещаются вопросы методики реконструкции палеогеографических обстановок в высоких горах аридной зоны с учетом вертикального размещения типов растительности, ее флористических элементов и несходства климатических ресурсов гор по их вертикальному профилю.

Ил. 2. Библиогр. 20 назв.

УДК 930.26(477.82)

Черныш А.П., Богуцкий А.Б., Артюх В.С. **Следы пребывания раннепалеолитического человека на северо-западе Украинской ССР** // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1987. N 56.

В статье опубликованы результаты обследования карьера у с. Ростань Любомльского района Волынской области, где обнаружены следы галечной культуры. На дне этого карьера на мело-

вом цоколе собраны нуклеусы, орудия типа чоппингов, скребло, отщепы. Учитывая особенности залегания этих находок в нижних слоях отложений днепровско-московского времени и технику их обработки, материал предварительно можно отнести к ашельскому периоду.

Ил. 1. Библиогр. 11 назв.

УДК 551.791

Алексеева Л.И., Тихомиров С.В. **Находка остатков мамонта в покровных суглинках у села Петровка (Воронежская область)** // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1987. N 56.

По строению коронки коренных зубов мамонты из Павловского района относятся к группе мамонтов позднего типа, живших на территории Русской равнины в конце верхнего плейстоцена. Абсолютные даты получены по зубам (ЛГУ-1657 23 240±210 л.) и по обломкам бивней и длинных костей конечностей мамонтов (ЛУ-1656 23 550±260 л.). Дано детальное литологическое описание покровных суглинков, с которыми связано описанное захоронение.

Ил. 1. Табл. 1. Библиогр. 8 назв.

УДК 551.263.036:551.79(470.13)

Риндзюнская Н.М., Ревердатто М.В., Иванов Н.М., Недашковская Н.Н., Зеликсон Э.М. **Особенности осадконакопления четвертичных отложений Приполярного Урала** // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1987. N 56.

Рассматриваются вопросы осадконакопления четвертичных отложений Приполярного Урала. Основное внимание уделено полигенетической аккумулятивной толще осадков средне-верхнеплейстоценового возраста, состоящей из отдельных разновозрастных седиментационных циклов, ее происхождению и условиям залегания.

Ил. 2. Библиогр. 8 назв.

УДК 551.79+569(57)

Хамзина А.А. **О фауне млекопитающих средней толщи горы Тологой (Западное Забайкалье)** // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1987. N 56.

Приводятся новые данные о фауне крупных млекопитающих из опорного разреза антропогеновых отложений горы Тологой. Впервые публикуются списки млекопитающих из нижней части средней толщи этого разреза. На основании биостратиграфических и палеомагнитных данных возраст этой части разреза определен как поздний эоплейстоцен. Анализ остатков лошадей из нижней и верхней частей средней толщи позволил установить присутствие в фауне трех форм лошадей. Одна из форм представляет наиболее древнюю из известных куланоподобную лошадь, вторая относится к группе саньмэньских лошадей, а третья близка к лошади из местонахождения Налайха в МНР.

Библиогр. 23 назв.

УДК 631.411+551.96

Александровский А.Л., Гласко М.П., Фоломеев Б.А. **Исследования погребенных пойменных почв как геохронологических уровней второй половины голоцена** // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1987. N 56.

Методами археологического датирования в пойме Средней Оки выявлены 4 основные погребенные почвы. Верхняя и две нижние почвы — типичные пойменные луговые. Вторая почва, сформировавшаяся в середине субатлантического периода, — серая лесная. Она отвечает наиболее существенному перерыву в осадконакоплении и является ярким стратиграфическим уровнем поймы на всем протяжении Средней Оки. Кроме основных почв, связанных с синхронными по всей пойме перерывами накопления аллювия, выделяются дополнительные, обусловленные действиями локальных факторов.

Ил. 1. Библиогр. 7 назв.

**БЮЛЛЕТЕНЬ
КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ПЕРИОДА**
N 56

*Утверждено к печати
Комиссией по изучению
четвертичного периода АН СССР*

Редактор *О.М. Петров*
Редактор издательства *А.А. Фролова*
Художественный редактор *В.Ю. Кученков*
Технический редактор *О.В. Аредова*
Корректор *Р.Г. Ухина*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 35511

Подписано к печати 10.07.87. Т — 15725
Формат 70×100 1/16. Бумага офсетная N 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл. печ. л. 14,3. Усл. кр. -отт. 14,5
Уч. -изд. л. 16,9. Тираж 700 экз.
Тип. зак. 1600. Цена 2 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

Blank Page Digitally Inserted

2 р. 80 к.